

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO ESTRUCTURAL REGIONAL Y
ANÁLISIS DE DEFORMACIONES RECIENTES EN EL FRENTE
DE MONTAÑA DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR ORIENTAL
Y EN LA PARTE NORTE DE LA SUBCUENCA DE MATURIN**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el Título de Ingeniero Geólogo
por el Br. Wagner A Roberto A.

Caracas, Octubre de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO ESTRUCTURAL REGIONAL Y ANÁLISIS DE DEFORMACIONES RECIENTES EN EL FRENTE DE MONTAÑA DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR ORIENTAL Y EN LA PARTE NORTE DE SUBCUENCA DE MATURIN

Tutores Académicos: Ph.D. Franck Audemard, UCV
Ph.D. Yves Hervouet, UPPA
Ing. Ricardo Alezones, UCV
Tutor Industrial: Ing. Arturo Lara, TOTAL

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el Título de Ingeniero Geólogo
por el Br. Wagner A Roberto A.

Caracas, Octubre de 2004

Caracas, Noviembre de 2004

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Concejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Roberto Wagner, titulado:

“Estudio estructural regional y análisis de deformaciones recientes en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y en la parte norte de la Subcuenca de Maturín”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducentes al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. André Singer
Jurado

Prof. Paúl Romero
Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Dr. Franck Audemard
Tutor Académico

Ing. Arturo Lara
Tutor Industrial

*Este trabajo está dedicado a mi bella familia:
A mi maravillosa Madre Yajaira;
A mis padres y amigos Roberto y Leví;
A mis amados hermanos Jennyfer y Moisés;
A mi sobrino Angelo David.*

AGRADECIMIENTOS

A la “casa que vence las sombras”, ilustre Universidad Central de Venezuela.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, por permitirme explorar las Ciencias de la Tierra y mostrarme vívidamente las limitaciones del entendimiento humano.

A mi tutor Franck Audemard, por enseñarme que los fenómenos de la Tierra pueden ser explicados sin excesivo bagaje científico.

A mi tutor Arturo Lara y el grupo TOTAL, por su apoyo técnico, científico y financiero; entre ellos quisiera destacar a Marc Durandeu, Sabine DeLaHaye, Engelbert Bracamonte, Fabiana Limongi, María Olga García, Yoandri Fleire y María Teresa Graells; En Jusepín: a Lucio Pazmiño, Homero Parra, Ronald Herrera; TOTAL Pau, Francia: Jean Paul Xavier, George Nely, Alain Cacheaux, Joan Flinch, Francoise Vergé, Armel Le Bec.

A Yves Hervouet, Bertrand Niviere y Alexandre, de la Université de Pau et des Pays de L'Adour (UPPA) Francia.

De la U.C.V. a mi mentora y amiga: Egleé Zapata; al prof. André Singer; Carlos Albrizzio y su Sra. Esposa por su amistad y sus consejos; a los profesores Ricardo Alezones, Paúl Romero, Rafael Falcón, Jorge Mora, Orlando Méndez.

A Gregorio, por su asesoría en geomorfología; Ramón González por su ayuda vía red; Reinaldo Ollarves, Lenin y Franklin Carrero.

A la Sra. Morella y su equipo de trabajo de la biblioteca de la Escuela de Geología.

De la Universidad de Los Andes a Leonardo Gonzáles, amigo y hermano, el título de esta página podría llevar su nombre; su esposa Lucía y Julián Gutiérrez, juntos son el significado perfecto de la amistad; con ustedes, sencillamente no hay forma de agradecer.

De la Universidad de Oriente al prof. José Francisco Peraza.

Del Centro de Procesamiento Digital de Imágenes (CPDI) de la Fundación de Ingeniería: Ing. Carmen Goitía, José Arismendi, Ing. Víctor Guevara, Elio Suárez, Ramiro Salcedo, Ing. Rafael Rebolledo, Wladimir Barrios, Ing. William, Olga y Giovanni.

En la ciudad de Maturín: a mi acompañante de manejo y amigo Salvador Amarista y su familia. A Mario y Freddy Sebastiani; al Ing. Luís Alfredo. A mis amigas: Elci Roque, Katy Lahoud, Estefanía, Yelitmar, y Danisce Gonzáles.

Quien con sus atenciones y su ayuda desinteresada hizo todas las gestiones administrativas en Caracas en mi ausencia, mi amiga: Diomar Cermeño.

A Kikina, por su afecto, su amistad, y enseñarme los primeros hilos del conocimiento de la lengua francesa y su cultura.

A los otros dos vértices de la triangulación: Iván Baritto y Giuseppe Borneo. A mi compañera de viaje Rosa Polanco.

A las personas que me tendieron su mano en España y Francia, mis amigos: Roberto González, Clery Báez y su hermosa familia. A Aurelie, Mónica Peiró, Lorena Antón y Branger.

Por su cariño extremo, afecto y apoyo: Johanna Madureri, Ángelo Bonavoglia y Regina Fumero.

Y sobre todo, mi total agradecimiento a mi Dios y amigo personal Jesucristo, por darme la oportunidad de vivir y decidir.

A todos, gracias.

ÍNDICE GENERAL

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	iv
RESUMEN.....	xiv
CAPÍTULO	
I.- INTRODUCCIÓN.....	1
I.1.- OBJETIVOS.....	1
I.1.1.- Objetivo General.....	1
I.1.2.- Objetivos Específicos.....	2
I.2.- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	2
I.3.- VÍAS DE ACCESO.....	2
I.4.- TRABAJOS PREVIOS.....	4
I.5.- METODOLOGÍA.....	6
I.5.1.- Información Utilizada.....	6
II.- MARCO TEÓRICO.....	11
II.1.- FUNDAMENTOS DE LA OBSERVACIÓN REMOTA.....	11
II.1.1.- El Espectro Electro-magnético.....	12
II.2.- SISTEMAS ESPACIALES DE TELEDETECCIÓN.....	16
II.2.1.- Resolución de un Sistema Sensor.....	17
II.2.2.- Plataformas de Teledetección Espacial.....	23
II.2.2.1.- Sistema RADAR.....	23
II.2.2.2.- El programa LANDSAT.....	26

II.2.3.- Instrumentos de observación.....	27
II.2.4.- Firmas espectrales y el Sistema TM.....	29
II.3.- APLICACIÓN DE TRATAMIENTOS DIGITALES Y CARTOGRAFÍA AUTOMÁTICA.....	31
II.3.1.- Elementos de dinámica.....	32
II.3.2.- Composición coloreada.....	33
II.3.3.- Aplicación de filtros de contrastes y lineales.....	34
II.3.4.- Análisis de componentes principales.....	35
II.3.5.- Vistas 3D / Superposición 3D.....	35
II.3.6.- Vuelos Virtuales 3D / Animación 3D.....	37
III.- GEOGRAFÍA FÍSICA.....	39
III.1.1.- Clima	39
III.1.2.- Vegetación.....	40
III.1.3.- Drenaje.....	41
IV.- GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	42
IV.1.- Análisis Descriptivo de la Topoformas.....	42
IV.1.1.- Unidad de Montaña.....	42
IV.1.2.- Unidad de Colinas de Piedemonte.....	42
IV.1.3.- Unidad de Mesas Escalonadas.....	42
IV.1.3.1.- Contacto entre Unidades.....	42
IV.2.- Sistemas Morfogenéticos.....	52
IV.2.1.- Control Estructural.....	53
IV.2.2.- Control Exodinámico	55
V.- GEOLOGÍA REGIONAL.....	56
V.1- Generalidades.....	56
V.2.- Evolución geodinámica de la cuenca oriental de Venezuela..	58
V.3.2.- Estratigrafía regional.....	60
V.3.3.- Marco estructural.....	64
VI.- GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	75

VI.1.- Estudio de la Incisión fluvial	75
VI.2.- Observaciones morfológicas en el frente de montaña	81
VI.2.1.- Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo ...	85
VI.3.- Observaciones morfológicas en la Subcuenca de Maturín...	83
VI.3.2.- Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo ..	93
VII.- GEOLOGÍA LOCAL.....	111
VII.1.- Observaciones Mesotectónicas.....	111
VII.2.- Observaciones Microtectónicas	114
VII.2.1.- Planos de diaclasas	114
VII.2.2.- Planos de fallas.....	125
VIII.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	144
VIII.1.- INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	144
VIII.2.- INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL.....	161
VIII.3.- INTERPRETACIÓN SÍSMICA.....	185
VIII.4.- INTEGRACIÓN	192
IX.- CONCLUSIONES.....	218
X.- BIBLIOGRAFÍA.....	221

LISTA DE FIGURAS (182 figuras)

Figura 1.1	Ubicación relativa nacional del área de estudio.....	3
Figura 1.2	Ubicación del área de estudio mostrando vías de acceso y pueblos.....	3
Figura 1.3	Metodología empleada en este estudio.....	7
Figura 1.4	Localización de los mapas topográficos escala 1:100.000 utilizados.....	7
Figura 1.5	Ubicación del mosaico ortofotomapa escala 1:5000.....	9
Figura 1.6	Extracto de imágenes de LANDSAT, MNT y RADAR utilizadas en la interpretación.....	10
Figura 2.1	Espectro Electro-Magnético.....	13
Figura 2.2	Espectro Electro-Magnético.....	14
Figura 2.3	Elementos de un Sensor Pasivo.....	16
Figura 2.4	Elementos de un Sensor Activo.....	17
Figura 2.5	Relación entre tipos de Resolución.....	22
Figura 2.7	Imagen RADAR – ERS.....	23
Figura 2.8	Efecto de Aproximación.....	24
Figura 2.9	Efecto de Inversión.....	25
Figura 2.10	Efecto Sombra.....	25
Figura 2.11	Imagen Landsat 7.....	26
Figura 2.12	Extracto de imágenes.....	27
Figura 2.13	Sensores a bordo del programa Landsat.....	28
Figura 2.14	Gráficos para las firmas espectrales del agua, la tierra y la vegetación.....	30
Figura 2.15	Ejemplo hipotético de cómo el satélite Landsat puede registrar agua, vegetación verde y suelo desnudo.....	30
Figura 2.16	Base de datos de la imagen tratada por TNTmips.....	31
Figura 2.17	Ubicación relativa del área de trabajo extraída de una imagen RADAR ERS-2 (izquierda) y una imagen Landsat en composición coloreada.....	31
Figura 2.18	Histograma de adaptación.....	32
Figura 2.19	Ejemplo de una composición coloreada usando los canales 7 , 4 y 3.....	33

Figura 2.20	Extracto de Imagen LANDSAT con filtro.....	34
Figura 2.21	Superposición de imágenes con TNTmips_6.8.....	36
Figura 2.22	Modelo numérico de Terreno (MNT) y Red de drenaje extraída...	36
Figura 2.23	Reproducción de un sobrevuelo en 3D por medio de Windows Media®.....	38
Figura 4.1	Imagen Landsat en 3D de la zona de estudio.....	43
Figura 4.2	Topográficas: U.T.1 unidad de montaña; U.T.2 unidad de colinas piedemonte; U.T.3 unidad de mesas escalonadas.....	43
Figura 4.3	Modelo Numérico de Terreno en 3D mostrando la disposición de las unidades topográficas 1 y 2.....	44
Figura 4.4	Distribución de las alturas en la parte norte de la subcuenca de Maturín, mostrando la red de drenaje principal, las principales mesas fisiográficas y la ubicación del campo Jusepín.....	45
Figura 4.5	Imagen LANDSAT y RADAR en 3D mostrando la ruptura de pendiente por los principales valles.....	46
Figura 4.6	Imagen LANDSAT en 3D con exageración vertical mostrando la ruptura de pendiente por los principales valles.....	47
Figura 4.7	Perfiles topográficos transversales de los principales ríos desde el piedemonte hacia el sur.....	49
Figura 4.8	Perfil regional mostrando el contacto Mesa - Las Piedras en la región de Quiriquire.....	51
Figura 4.9	Corte esquemático del valle del río Guarapiche según Zinck y Urriola (1970).....	53
Figura 4.10	Fallas activas en el nororiente de Venezuela.....	54
Figura 4.11	Interpretación geomorfológica según Singer <i>et al.</i> (1998), con base en evidencias de fallamiento activo en el área de interés.....	54
Figura 5.1	Principales Estructuras de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	57
Figura 5.2	Columna Estratigráfica del norte de Monagas.....	63
Figura 5.3	Mapa Estructural de la región nor-oriental de Venezuela.....	64
Figura 5.4	Mapa geológico esquemático de la Serranía del Interior.....	65
Figura 5.5	Bloque diagramático ilustrando el paso NE a SO de un pliegue en caja a uno no en caja en el sector de San Francisco.....	67
Figura 5.6	Bloque diagramático ilustrando la morfología de las estructuras en el sector de Cerro García – Piedemonte de la Serranía (Tomado de Rossi, 1985).....	69

Figura 5.7	Bloques diagramas ilustrando la instalación de la falla de rumbo de San Francisco-Quiriquire y de las estructuras asociadas (tomado de Rossi, 1985)	71
Figura 5.8	Corte estructural regional integrado del frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y Subcuenca de Maturín, tomado de Nely y Rives (2001).....	74
Figura 6.1	Fotomosaico del sector Jusepín - La Toscana, mostrando la ubicación de las figuras 1,2,3,4,5 (en letras amarillas) para el estudio de la incisión de terrazas.....	76
Figura 6.2	Ortofoto correspondiente a la figura 1 (letras amarillas) del mosaico de la figura 6.1. Extremo occidental del sector Jusepín - La Toscana.....	77
Figura 6.3	Ortofoto correspondiente a la figura 2 del mosaico de la figura 6.1. Extremo occidental del sector de Jusepín - La Toscana.....	78
Figura 6.4	Ortofoto correspondiente a la figura 4 del mosaico de la figura 6.1. Parte centro-oriental del tramo Jusepín - La Toscana.....	79
Figura 6.5	Ortofoto correspondiente a la figura 5 del mosaico de la figura 6.1. Parte oriental del tramo Jusepín - La Toscana.....	80
Figura 6.6	Valle tectónico de la falla de San Francisco – Quiriquire, mostrando el rumbo de la falla de San Francisco y la dirección general de los pliegues N70°.....	81
Figura 6.7	Faceta Triangular, lomo desviado en la falla de San Francisco. Rumbo de la Foto: s-n.....	82
Figura 6.8	Imagen Landsat en 3D, mostrando en primer plano el valle de la Falla de San Francisco cortado por la fila Macanillal.....	83
Figura 6.9	Valle lineal de la falla de San Francisco desde El Cerro García hacia Guanaguana.....	84
Figura 6.10	Valle ondulado de la falla Aparicio desde El Cerro García.....	84
Figura 6.11	Valle ondulado de la falla Aparicio desde el sector Rondón.....	85
Figura 6.12	Imagen Landsat en 3D del frente de montaña en el sector Mesa de Antonia y Punceres.....	86
Figura 6.13	Deformación neotectónica en el frente de Montaña de la Serranía del Interior Oriental – Anticlinal de Punceres.....	87
Figura 6.14	Se muestra la deformación de la Formación Mesa en el Sector Mesa de Antonia.....	87
Figura 6.15	Anticlinal 2D y 3D LANDSAT (con exageración vertical 1.8) mostrando neotectónica en el Anticlinal de la Serranía del Interior Oriental – Anticlinal de Punceres.....	88

Figura 6.16	Deformación neotectónica en el Sinclinal de Cerro Aragua – Basculamiento de la Formación Mesa hacia el norte.....	89
Figura 6.17	Flanco meridional del sinclinal colgado de Cerro Aragua ⁽¹⁾ . 5 niveles de terrazas y otros de erosión ocupan el espacio del anticlinal que daba continuidad a esta estructura hacia el sur.....	90
Figura 6.18	Cinco (5) Niveles de Terrazas desarrollados al este del Sinclinal de Cerro Aragua.....	91
Figura 6.19	Niveles de Terrazas en el borde occidental del anticlinal de Punceres. 2 niveles en la margen derecha del río y el nivel de Mesa en Punceres.....	92
Figura 6.20	Red de drenajes en la parte norte de la Subcuenca de Maturín.....	94
Figura 6.21	Fallas activas del nororiente venezolano.....	96
Figura 6.22	Basculamiento cuaternario en el sector de Jusepín.....	97
Figura 6.23	Flexura Cuaternaria en el sector Jusepín en la Mesa de Masacua. Nótese la deformación en la capa arcillosa (color más oscuro) dentro de la flexura.....	98
Figura 6.24	Flexura en Jusepín y escarpe de falla degradado.....	99
Figura 6.25	Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada del sector Jusepín. El cuadro rojo representa la ubicación de la flexura fotos 6.23 y 6.24.....	100
Figura 6.26	Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada del sector Jusepín interpretada.....	100
Figura 6.27	Imagen LANDSAT con exageración vertical (factor .05) del sector Jusepín y esquema de elementos básicos en la interpretación. Nótese las ondulaciones antifformes y sinformes....	101
Figura 6.28	Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada con exageración vertical (factor .02) del sector Furrial y Punta de Mata. Nótese las ondulaciones antifformes y sinformes.....	103
Figura 6.29	Vista sso con exageración vertical (factor .10) del sector Punta de Mata. Nótese las ondulaciones antifformes y sinformes.....	103
Figura 6.30	Imagen Landsat 3D en composición coloreada y con exageración vertical (factor .15) mostrando el antifforme de El Tejero y de Punta de Mata.....	104
Figura 6.31	Imagen Landsat 3D en composición coloreada y con exageración vertical (factor .15) mostrando las diferentes deformaciones sobre la Formación Mesa.....	105
Figura 6.32	Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada con exageración vertical (factor .02) del sector Viento Fresco, Caicara	

	de Maturín y Punta de Mata (de oeste a este).....	106
Figura 6.33	Basculamiento hacia el norte y flexura en el sector de Caituco.....	107
Figura 6.34	Fallamiento longitudinal tangencial o en “estrados” en la zona apical de una flexura cuaternaria (Formación Mesa) en el sector de Caituco, al norte de Jusepín. Obsérvese los cantos cizallados y estallados en el plano de Falla.....	108
Figura 6.35	Ondulaciones asimétricas decamétricas antiformes en la Mesa del Burro asociado a basculamientos al este de Sabaneta. Arbustos basculados son marcadores de esta deformación.....	109
Figura 6.36	Cantos estallados al este de Chaguaramal asociado al Corrimiento de Chapapotal.....	109
Figuras 6.37	Expresión superficial de diapiros al sur de Maturín.....	110
Figuras 6.38	Expresión superficial de diapiros al sur de Maturín.....	110
Figuras 6.39	Expresión superficial de diapiros al sur de Maturín.....	110
Figura 7.1	Cambio de buzamiento de la formación San Juan y San Antonio sobre la carretera - Sinclinal Cerro Aragua.....	112
Figura 7.2	Sector Los Potreros. En primer plano, las capas de la Formación San Juan formando el pliegue en caja. En segundo Plano, al fondo, el Pico García. Entre ambas estructuras, la Falla de Aparicio. Las líneas rojas muestran algunas de las trazas de las capas plegadas.....	113
Figura 7.3	Pliegue en caja del Anticlinal de Cerro García.....	117
Figura 7.4	Imagen Landsat mostrando la ubicación de las estaciones microtectónicas y las estructuras mayores – pliegues y fallas - en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental.....	115
Figura 7.5	Capas subhorizontales de la Formación San Juan (monolito Grueso 50 – 100 cm espesor) en el flanco meridional del sinclinal de Cerro Aragua.....	123
Figura 7.6	Capas de hasta 30 cm de espesor de la Formación San Juan en el flanco meridional Sinclinal de Cerro Aragua hacia la zona interlimbar de la estructura.....	123
Figura 7.7	Imagen Landsat mostrando el patrón de fractura en la parte norte de la Subcuenca de Maturín.....	124
Figura 7.2.1	Imagen Landsat interpretada mostrando los diedros de planos de falla en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental....	125
Figura 7.2.2	Representación estereográfica de la estación 4 en red de Schmidt.	126
Figura 7.2.3	Diedro de deformación y círculo de morh correspondiente a los planos de falla de la Estación 4.....	127

Figura 7.2.4	Elipse de deformación para la estación 4, diagrama de rosas de los planos de falla de las estación 4, tensores de esfuerzo de la estación 4.....	127
Figuras 7.2.5	Planos estriados en la Formación San Antonio.....	128
Figura 7.2.6	Capas de la Formación San Antonio con fallamiento vertical. Foto y bosquejo.....	129
Figura 7.2.7.	Representación estereográfica de la estación 8 en red de Schmidt.	130
Figura 7.2.8	Diedro de deformación y círculo de mohr correspondiente a los planos de falla de la estación 8.....	131
Figura 7.2.9	Diedros de deformación obtenidos de los planos estriados en la estación 8 en estado normal y a la derecha desbasculando las capas 85° de buzamiento en la dirección N100° del rumbo	131
Figura 7.2.10	Columna estratigráfica entre Aptiense y Maastrichtiense.....	132
Figura 7.2.11	Estación 8. Capas verticales del flanco septentrional del sinclinal de Cerro García. Formación San Antonio.....	133
Figura 7.2.12	Boceto interpretativo de la foto anterior.....	133
Figura 7.2.13	Representación estereográfica de la estación 12 en red de Schmidt.....	134
Figura 7.2.14	Diedro de deformación y círculo de morh correspondiente a los planos de falla de la Estación 12.....	135
Figura 7.2.15	Representación estereográfica de la estación 13 en red de Schmidt.....	136
Figura 7.2.16	Diedro de deformación y círculo de mohr correspondiente a los planos de falla de la Estación 13.....	136
Figura 7.2.17	Elipse de deformación, diagrama de rosas de los planos de falla y tensores de esfuerzo de la estación 12 y 13.....	137
Figura 7.2.18	Faceta escalonada y elemento estriador en un plano de estrías en la Formación San Antonio.....	138
Figura 7.2.19	Representación estereográfica de la estación 14 en red de Schmidt.....	138
Figura 7.2.20	Diedro de deformación correspondiente a los planos de falla de la Estación 14.....	139
Figura 7.2.21	Representación estereográfica de la estación 16 en red de Schmidt.....	140
Figura 7.2.22	Diedro de deformación y círculo de mohr correspondiente a los planos de falla de la estación 16.....	140

Figura 7.2.23	Superposición del diagrama de rosas de los planos de falla de la estación 14 y 16 y la elipse de deformación.....	141
Figura 7.2.24	Diagrama de frecuencia en red de Schmidt de los polos de los planos de los pliegues en la estación 15.....	142
Figura 7.2.25	Imagen Landsat mostrando la relación entre los ejes de acortamiento por medio de diagramas de densidad de los polos de los planos de los pliegues en el frente de montaña y los estereogramas de planos de falla encontrados a lo largo de la falla de Aparicio y sistema de falla San Francisco – Quiriquire.....	142
Figura 7.2.26	Representación estereográfica de la estación 28 en red de Schmidt	143
Figura 7.2.27	Diedro de deformación correspondiente a los planos de falla de la Estación 28 y el tensor de esfuerzo una vez rotado.....	143
Figura 7.2.28	Extracto de imagen Landsat del Piedemonte, mostrando el diagrama de frecuencia del pliegue de Cerro Aragua y el diedro de deformación de la estación 28.....	144
Figura 7.2.29	Afloramiento de arenas blanco amarillentas de la Formación Mesa mostrando los planos de fractura, dos de ellos estriado.....	145
Figura 7.2.30	Diedro de deformación correspondiente a los planos de falla de la Estación 36.....	146
Figura 7.2.31	Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la estación 37.....	146
Figura 7.2.32	Planos estriados de la estación 36.....	147
Figura 8.1.1	Ejemplo del levantamiento del Anticlinal Mohand desarrollado por la falla frontal activa de Himalaya.....	149
Figura 8.1.2	Ortofotomapa correspondiente a la extremidad occidental del corrimiento de Jusepín La Toscana.....	150
Figura 8.1.3	Imagen 3D y escala vertical exagerada del pueblo Jusepín, la quebrada Barrancas y los ríos Jusepín y Guarapiche.....	151
Figura 8.1.4	Corte topográfico A-B Caituco-Potrерito.....	152
Figura 8.1.5	Fotomosaico del corrimiento Jusepín - La Toscana mostrando los niveles máximos desarrollados en cada sector.....	153
Figura 8.1.6	Corte transversal que muestra la geometría de la superficie afectada por la tectónica.....	155
Figura 8.1.7	Modelo 3D en tiempos t_1 , t_2 y t_3 mostrando la evolución de los niveles de terraza en frentes inversos.....	156
Figura 8.1.8	Diferentes modelos de deformación superficial por la propagación de estructuras en frentes inversos ciegos.....	157

Figura 8.1.9	Corte topográfico esquematizado del valle del río Aragua en el sector La Toscana.....	158
Figura 8.1.10	Imagen Landsat en 3D con exageración vertical del Sector Orocuál mostrando la deformación neotectónica y el control sobre los ríos Orocuál al norte y Aragua al sur.....	159
Figura 8.1.11	Historia de la incisión y agradación fluvial.....	161
Figura 8.1.12	Corte esquemático del Valle del río Guarapiche mostrando la actividad reciente de los corrimientos frontales sobre las mesas de Masacua y Burro Negro.....	162
Figura 8.1.13	Imagen Landsat en 3D del sector Furrial – Jusepín (sur - norte) mostrando el perfil asimétrico del valle del río Guarapiche.....	162
Figura 8.1.14	Perfil Topográfico s-n (Furrial – La Toscana).....	163
Figura 8.2.1	Interpretación tectono - estratigráfica del frente de montaña y parte meridional de la Serranía del Interior.....	165
Figura 8.2.2	Imagen RADAR interpretada del piedemonte de la Serranía en el sector de Aragua de Maturín.....	166
Figura 8.2.3	Esquema estructural en el Piedemonte de la Serranía. Fotos adjuntas donde se aprecia el cambio de buzamiento de la formación San Juan y San Antonio sobre la carretera.....	167
Figura 8.2.4	Imagen 3D del piedemonte.....	168
Figura 8.2.5	Corte estructural mostrando el estilo en caja de los pliegues en el Piedemonte de la Serranía y la modificación del modelo de Rossi.	169
Figura 8.2.6	Imagen LANDSAT mostrando el patrón de fractura y buzamiento en las estaciones de estudio, en relación a las estructuras mayores en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental.....	172
Figura 8.2.7	Imagen LANDSAT mostrando el patrón de fractura y la estratificación en relación a las estructuras mayores en el frente de Montaña de La Serranía del Interior Oriental.....	173
Figura 8.2.8	Diagrama Circular mostrando la proporción y relación de las fracturas en función de las estructuras mayores en el frente de montaña de La Serranía del Interior Oriental.....	173
Figura 8.2.9	Diagrama circular mostrando la proporción de las estructuras mayores en función de los patrones predominantes de fracturas en la Subcuenca de Maturín.....	174
Figura 8.2.10	Producto final de la interpretación estructural sobre la Imagen LANDSAT mostrando las rosetas de fractura en la zona de estudio.....	176
Figura 8.2.11	Datos estructurales estadísticos de fracturas abiertas en algunos	

	pozos en el campo de Jusepín en el subsuelo en la Formación Naricual[Oli].....	177
Figura 8.2.12	Imagen LANDSAT mostrando las rosetas de planos de falla encontrados en el frente de montaña.....	179
Figura 8.2.13	Ubicación de las direcciones de σ_1 obtenidas y distribución de los sismos superficiales.....	181
Figura 8.2.14	Desviación de la dirección de σ_1 en la región nororiental de Venezuela.....	182
Figura 8.2.15	Trayectoria de σ_1 (líneas en color azul) en el piedemonte de la Serranía, sector Cerro García, sobre la interpretación de la imagen Landsat y diedros de deformación en las estaciones.....	183
Figura 8.2.16	Esquema del área del Furrial mostrando el esfuerzo horizontal, por fractura inducida en el campo Jusepín Rucio-Viejo, usando imágenes ultrasónicas de pozo (UBI) en la Formación Naricual del Oligoceno.....	184
Figura 8.3.1	Líneas Sísmicas nno-sse (0-1500ms).....	185
Figura 8.3.2	Imagen estructural de la base Mesa-Las Piedras sobrepuesta a la interpretación geológica e Imagen Radar.....	186
Figura 8.3.3	Línea Sísmica Regional N-S interpretada e imagen Radar mostrando la ubicación de la línea.....	187
Figura 8.3.4	Línea Sísmica interpretada e imagen Landsat y Radar mostrando la ubicación de la línea y estructuras asociadas.....	188
Figura 8.3.5	Línea Sísmica interpretada e imagen Landsat y Radar mostrando la ubicación de la línea y estructuras asociadas.....	189
Figura 8.3.6	Línea Sísmica interpretada e imagen Landsat y Radar mostrando la ubicación de la línea y estructuras asociadas.....	190
Figura 8.3.7	Modelo digital en tres dimensiones de la base de las Formaciones Mesa y Las Piedras en la parte norte de la Subcuenca de Maturín.	191
Figura 8.4.1	Técnica de superposición de imágenes.....	192
Figura 8.4.2	Imagen en 3D del piedemonte de la Serranía del Interior Oriental en el sector Aragua de Maturín - Cerro García, mostrando la geometría de la falla de Aparicio.....	193
Figura 8.4.3	Imagen en 3D mostrando el corte topográfico asimétrico del valle del río Guarapiche. El Furrial al sur, sobre una flexura cuaternaria; Jusepín al norte, sobre terrazas aluviales basculadas...	194
Figura 8.4.4	Imagen Landsat de la parte norte de la cuenca con el modelo digital de elevación del isópaco de Mesa - Las Piedras.....	195

Figura 8.4.5	Imagen Landsat, Radar y línea sísmica del campo de Jusepín.....	197
Figura 8.4.6	Escarpes relacionados a plegamientos.....	197
Figura 8.4.7	Imagen Landsat en 3D con exageración vertical del Campo Jusepín y frente de montaña de la Serranía, con base en el modelo de elevación digital de la parte norte del estado Monagas y Superficie modelada de la base Mesa - Las Piedras del Campo Jusepín.....	198
Figura 8.4.8	Modelo esquematizado de la relación geométrica de las escamas desde el frente de montaña hasta los corrimientos frontales externos.....	199
Figura 8.4.9	Interpretación geológica.....	200
Figura 8.4.10	Síntesis de los resultados mesotectónicos y microtectónicos.....	201
Figura 8.4.11	Lineaciones estructurales e información microtectónica interpretada.....	202
Figura 8.4.12	Calibración de la interpretación geológica y la imagen de subsuelo.....	203
Figura 8.5.1	Mapa geológico esquemático de la cadena central de la Serranía del Interior Oriental según Bellizzia 1976.....	205
Figura 8.5.2	Mapa geológico de un sector meridional de la Serranía del Interior.....	207
Figura 8.5.3	Imagen RADAR de una zona de la Serranía del Interior. Nótese la Falla de Caripe y la Falla de San Francisco; Imagen LANDSAT en 3D. Nótese el surco de la falla de Caripe transversal a las trazas de la Serranía y falla de San Francisco.....	208
Figura 8.5.4	Modelo de inherencia de falla normal sobre terrazas aluviales en frentes inversos.....	209
Figura 8.5.5	Lineaciones y fallas sobre Imagen Radar; Imagen Radar de la región nor-oriental de Venezuela; Mapa estructural de la región nor-oriental de Venezuela.....	211
Figuras 8.5.6	Imagen Radar y modelo numérico de terreno en 3D del valle del río Aragua sobre una lineación N135°.....	212
Figura 8.5.7	Imagen Landsat en 3D donde se aprecia en líneas punteadas las direcciones N135° desde la Falla de San Francisco hasta los corrimientos frontales.....	213
Figura 8.5.8	Imagen Landsat en 3D donde se aprecia en líneas punteadas las direcciones N135° desde la Falla de San Francisco hasta los corrimientos frontales.....	213
Figura 8.5.9	Tendencias estructurales de Basamento.....	214

Figura 8.5.10	Modelos análogos en zonas de transferencia e inversión de graben.....	215
Figura 8.5.11	Imagen estructural de la base Mesa - Las Piedras con el modelo numérico de terreno.....	217

Wagner A Roberto A.

**ESTUDIO ESTRUCTURAL REGIONAL Y
ANÁLISIS DE DEFORMACIONES RECIENTES EN EL FRENTE
DE MONTAÑA DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR ORIENTAL
Y EN LA PARTE NORTE DE SUBCUENCA DE MATURIN.**

Tutores Académicos: Dr. Franck Audemard, Dr. Yves Hervouet. Ricardo Alezones. Tutor Industrial: Ing. Arturo Lara. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Gofísica. 2004, 250 p.

Palabras claves: sensores remotos, imágenes de satélites, deformaciones recientes, neotectónica, geomorfología.

Resumen. Actualmente el conocimiento que se tiene de las deformaciones recientes en la Subcuenca de Maturín, contrasta con el cúmulo de información geológica de subsuelo que las campañas de exploración y producción han amasado en las últimas décadas. El valor que adquieren las tecnologías emergentes en la búsqueda de esta información, viene dado por la importancia de seleccionar y jerarquizar óptimamente las áreas prospectivas a través de la caracterización y modelaje de las estructuras. Hoy en día, los sensores remotos son una de esas tecnologías que permite la integración de información geológica y geofísica con un análisis espacial adecuado de los datos. La visualización y el cartografiado de las expresiones estructurales y geomorfológicas, se hace más eficiente desde el punto de vista de costo, tiempo y precisión, utilizando imágenes de satélites, las cuales suministran información valiosa sobre las características espectrales, formas y extensiones de los elementos ubicados en la superficie.

Este trabajo presenta la metodología y resultados obtenidos del procesamiento, interpretación e integración de imágenes de satélites Landsat y Radar en dos y tres dimensiones y fotografías aéreas, los cuales calibrados con la etapa de geología de campo, permiten definir un modelo neotectónico de la parte

norte de la Subcuenca de Maturín identificando estructuras geológicas y patrones de las mismas en el área.

Se definen y calibran las trazas del sistema de escamas de los corrimientos frontales externos, en función de su expresión superficial en forma de basculamientos, flexuras cuaternarias, escarpes de falla, y niveles de incisión en las terrazas aluviales. Estos rasgos geomorfológicos se encuentran ejemplificados en: el corrimiento de Chapapotal, corrimiento de Jusepín - La Toscana, corrimiento de El Furrial - Maturín y corrimiento de El Tejero. Estas estructuras son unidades imbricadas alongadas en sentido E-O (*grosso modo*), y a escala regional, definen una traza discontinua N70° con terminaciones laterales NO-SE, algunas de las cuales actúan como rampas laterales que guían el movimiento de los bloques separados por ellas.

Se realiza un estudio microtectónico con datos de campo donde se describen la orientación, frecuencia, abertura y relleno de las diaclasas y planos de falla, obteniéndose la orientación del campo de esfuerzo enmarcándolo en el contexto espacio – tiempo, con el fin de establecer una cronología de eventos tectónicos, buscando comprender la deformación actual del borde norte de la Subcuenca de Maturín.

Las direcciones de esfuerzo máximo obtenidas son: N165°, N130°, N110°. Se comprueba el efecto de la geometría y la actividad de un sistema transcurrente sobre la orientación de σ_1 . Las principales familias de diaclasas poseen los rumbos N10°, N90°, N130°, N160° y N50/70°. Una síntesis tectónica agrupa finalmente las fallas según su actitud, las direcciones de esfuerzo máximo, las lineaciones estructurales interpretadas de la imagen Radar y del modelo geométrico de las evidencias geomorfológicas de fallamiento activo, y se correlaciona con una dirección de esfuerzo máximo y fracturas abiertas obtenidas en un pozo del campo de Jusepín y las tendencias estructurales del basamento. La mayoría de estos datos son correspondientes con el campo de esfuerzo representado en el modelo de Wilcox.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

En la actualidad los estudios en la Subcuenca de Maturín incluyen análisis tectono-sedimentario, interpretación sismoestratigráfica y modelaje geológico. Estos estudios, permiten planificar eficientemente la exploración a corto, mediano y largo plazo. Total Oil and Gas Venezuela operadora del Campo Rucio Viejo - Jusepín, mediante un enfoque multidisciplinario, esta usando tecnologías de avanzada como Sensores Remotos, en conjunto de elementos de la Geomorfología y Geología clásica para crear un modelo neotectónico de la parte norte de la Subcuenca de Maturín.

La zona de estudio comprende el Campo Jusepín, ubicado en una región compleja estructuralmente como resultado de la colisión entre las placas Caribe y Suramericana. En subsuelo se han encontrado estructuras post-pliocenas relacionadas con el emplazamiento del Corrimiento de Pirital, siendo uno de los propósitos de este trabajo caracterizar y mapear en superficie esas estructuras, con el fin de añadir elementos a la interpretación y mejorar la concepción geodinámica que se tiene del frente de montaña y la cuenca.

I.1- OBJETIVOS

I.1.1- Objetivo general:

Definir un modelo estructural para el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y la parte norte de la subcuenca de Maturín, mediante la integración de imágenes de sensores remotos y levantamiento geológico de superficie.

I.1.2.- Objetivos específicos:

- Analizar e interpretar fotografías aéreas, imágenes satelitales de Radar y Landsat, en conjunto con el Sistema de Información Geográfico SIG, con el fin de identificar y caracterizar las estructuras geológicas y los patrones de las mismas en el área.
- Realizar un estudio de microtectónica, donde el potencial de los afloramientos lo permite.
- Establecer una cronología de eventos tectónicos, buscando comprender la deformación actual del borde norte de la Subcuenca de Maturín.
- Realizar un inventario de las evidencias geomorfológicas más significativas de deformaciones recientes con la ayuda de fotografías aéreas, imágenes de satélites y trabajo de campo.
- Calibrar las trazas y estilos estructurales en el área con la ayuda de información de subsuelo.

I.2.- Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra al noroeste del estado Monagas (figura 1.1), la cual limita al norte con la Serranía de Turimiquire, al este con los campos de Orocuai y Quiriquire y la ciudad de Maturín, al oeste con el poblado de Viento Fresco, y al sur por el río Amaná (ver figura 1.2). Abarca una extensión aproximada de 4500 km², en el borde Norte de la Subcuenca de Maturín, Cuenca Oriental de Venezuela.

I.3.- Vías de Acceso

Los principales accesos son: hacia el noreste de la zona de estudio, la carretera que va desde la ciudad de Maturín hasta Quiriquire; hacia el norte la vía que comunica Aragua de Maturín-Guanaguana; y La Toscana-Jusepín-Caicara de Maturín y El Tejero en dirección oeste (ver figura 1.2).



Figura 1.1. Situación relativa nacional del área de estudio (Modificado de Encarta, 2003)

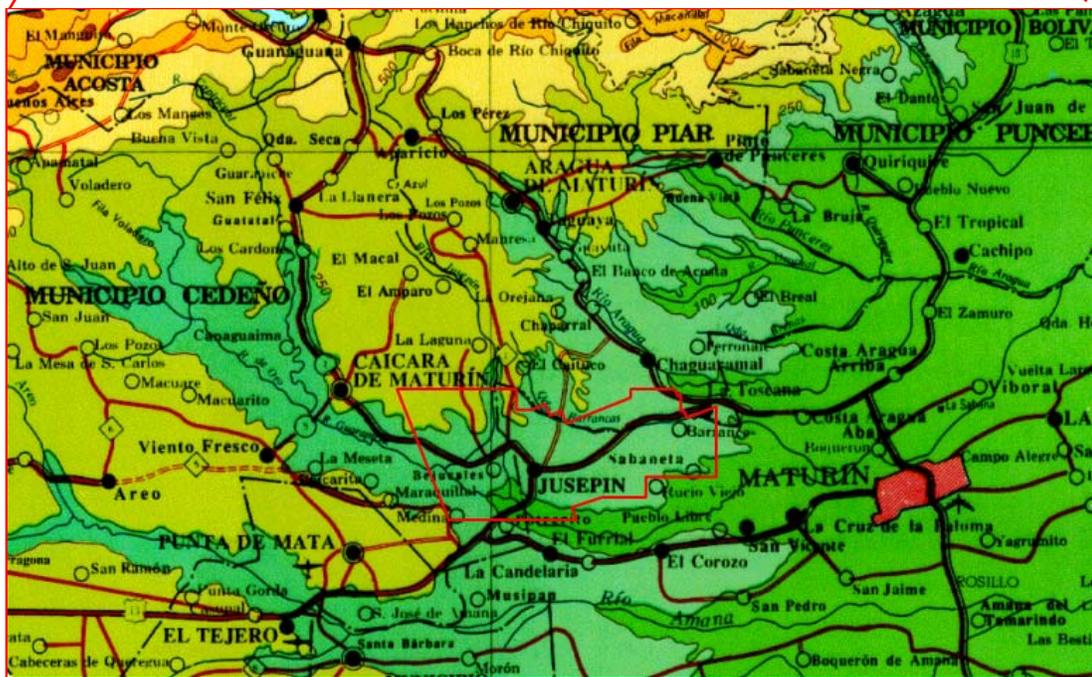


Figura 1.2. Ubicación del área de estudio mostrando vías de acceso y pueblos (Tomado de IGVS)

Los accesos secundarios en el piedemonte de la Serranía son los caminos de siembra y carga de los campesinos de los poblados y los ríos Aragua, Río Chiquito, Punceres, Taguaya, Guayuta y sus diferentes quebradas afluentes. En la subcuenca, el acceso a los ríos es complicado por sus dimensiones y el tipo de vegetación. No obstante, las actividad petrolera durante años a dejado numerosas picas que cortan las mesas topográficas, Mesa de Antonia al norte; la mesa de San José y Viento Fresco al oeste; Paila Chinga y Rucio Viejo-Sabaneta al sur.

I.4- TRABAJOS PREVIOS

Como consecuencia del auge reciente de la exploración petrolera, se ha realizado un número significativo de trabajos en el frente de montaña de la Serranía del Interior.

HEDBERG (1950) precisa la estratigrafía, define los nombres de las formaciones y describe la presencia de volcanes de barro y manaderos asociados a lo largo del cinturón;

ROSALES (1972) revisa la estratigrafía del Cretácico-Paleoceno-Eoceno, y estudia la Falla de San Francisco;

ZINCK *et al.* (1970) con un enfoque edafológico estudia el origen y evolución de la Formación Mesa en todos los llanos orientales;

BELLIZZIA (1985) hace un análisis sobre la posible aloctonía del sistema montañoso del caribe y su relación con la evolución del Caribe;

ROSSI (1985) en su tesis doctoral “La Serranía del Interior Oriental” hace una síntesis paleogeográfica y geodinámica, definiendo estilos estructurales por medio de

levantamiento de campo, datos bibliográficos y estudio de líneas sísmicas sobre un transepto Cariaco – Maturín.

SUBIETA (1988) representa la Serranía del Interior Oriental como una cuña de sedimentos en margen pasivo durante el Cretácico al Paleógeno y luego plegada y sobrecorrida al iniciarse la colisión entre las placas Caribe – Sudamérica.

AYMARD *et al.*, (1990) realizan una evaluación e integración geológica del Norte de Monagas en la Cuenca Oriental de Venezuela.

ERLICH & BARRETT (1990) señalan diversos aspectos en las fases de la evolución geodinámica, y detalla la tectono-estratigrafía de la cuenca antepaís del este de Venezuela.

OSTOS (1990) interpreta la evolución de la cuenca con base en los distintos modelos de tectónica de placas propuestos.

DOS SANTOS (1990) por medio de mapas de espesor e isovelocidades y registros de velocidad sísmicas en pozos someros determina la influencia del corrimiento de Piritál en la capa meteorizada en el norte de Monagas.

MARTÍNEZ (1995) realiza un estudio geológico y geofísico en un transepto de la Subcuenca de Maturín.

DI CROCE (1995) en su tesis doctoral “Eastern Venezuela Basin” hace un estudio de la estratigrafía y analiza la evolución estructural de la Cuenca Oriental en la cual abarca una extensa zona para el análisis secuencial tectono-estratigráfico.

SINGER *et al.*, (1998) definen por medio de evidencias geomorfológicas las trazas de los corrimientos activos en el piedemonte de la Serranía de Interior Oriental;

Se trabajó con numerosos informes de la compañía Total Oil and Gas Venezuela y de otros se conoce su existencia, muchos de ellos de carácter confidencial.

I.5.- METODOLOGÍA

En el esquema de la figura 1.3 se muestra la metodología utilizada en esta investigación.

La misma, ha sido adaptada para este trabajo de Audemard (1989). Consta de tres etapas y consiste a grandes rasgos en: una primera fase de recopilación bibliográfica y adquisición de imágenes satelitales, fotos y mapas; una segunda etapa de fotointerpretación y tratamiento de imágenes (teledetección); y una tercera de trabajo de geología de campo para calibrar y validar dichas interpretaciones.

En la primera etapa se tiene la siguiente información:

I.5.1.- Información Utilizada

- Mapas geológicos escala 1:50.000 de la Creole Petroleum Corporation, hojas D-11 y E-11 del año 1964;
Geología de Superficie MAPAS:

D-11-C D-11-D E-11-A E-11-B

- Mapas Topográficos escala 1:100.000 del Instituto Venezolano Geográfico Simón Bolívar representados en la figura 1.4

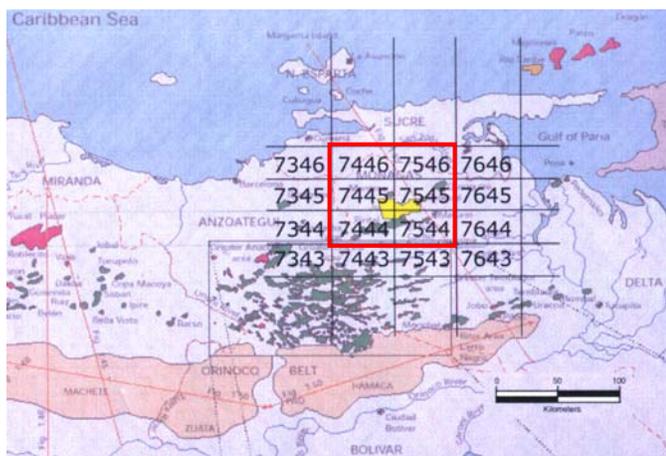


Figura 1.4. Localización de los mapas topográficos escala 1:100.000 utilizados

- Fotografías Aéreas (ver tabla 1.1)

Misión	Lugar	Escala	#fotos
0402121- Hojas 1 y 2	Zona Oriental de Venezuela	1:30.000	200
MAC-PITSA-1	Zona Norte de Monagas	1:30.000	
040376	Jusepín	1:25.000	6

Tabla 1.1. Características de las fotografías aéreas utilizadas.

- Ortofotos correspondientes al Campo Jusepín escala 1:5000 (ver figura 1.5)

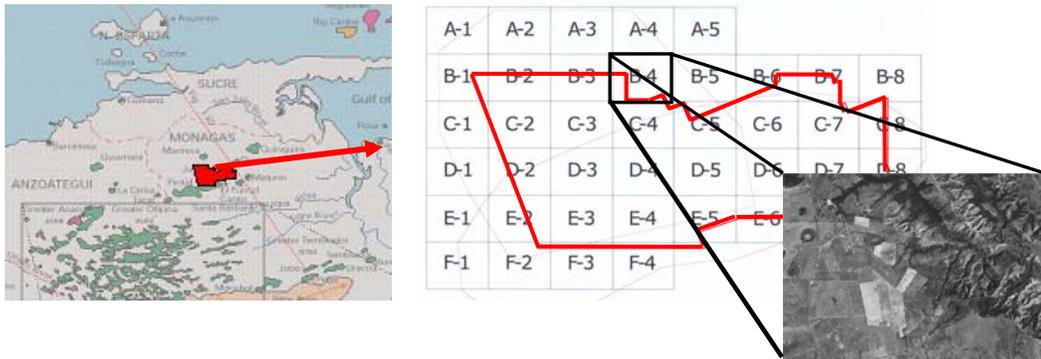


Figura 1.5. Ubicación del ortofoto mosaico escala 1:5000

- 8 Líneas Sísmicas 0-2000 ms a través del Campo Jusepín:
 - 1 Línea Regional N-S (*grosso modo*)
 - 5 Líneas NNO-SSE (*grosso modo*)
 - 3 Líneas NE-SO (*grosso modo*)

Se adquirieron y procesaron dos imágenes LANDSAT y dos ERS-2 cuyas características se muestran en la tabla 1.2 y 1.3 respectivamente:

Tabla 1.2. Características de las imágenes LANDSAT utilizadas en la interpretación.

Satélite	Sensor	Imagen	# Filas	# Columnas	Resolución Espectral	Resolución Espacial	Fecha Emisión
LANDSAT	TM	P001R053	6581	7661	7	30 m	21Feb2001
LANDSAT	TM	P002R053	6581	7661	7	30 m	28Feb2001

Tabla 1.3. Imágenes RADAR utilizadas en la interpretación.

Satélite	Imagen
RADAR ERS-2	ERS 25043
RADAR ERS-2	ERS 24270

Los Modelos Numéricos de Terreno (MNT) corresponden a las zonas de coordenadas: N10W064 y N09W064.

En la figura 1.6 se aprecia un extracto de imagen LANDSAT, del MNT y RADAR.

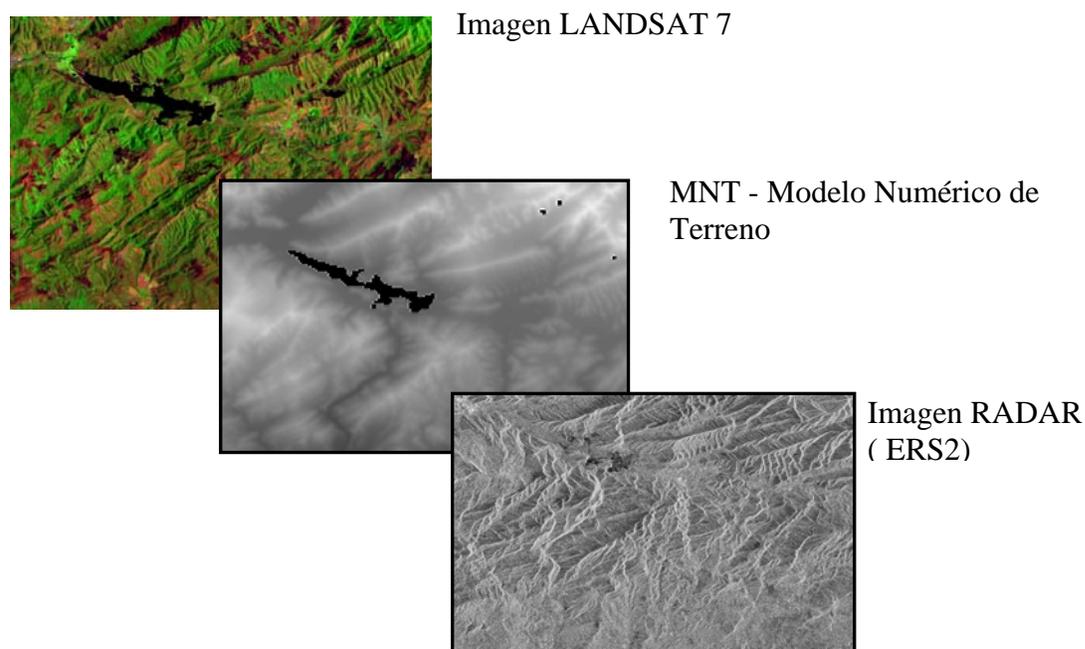


Figura 1.6. Extracto de imágenes de LANDSAT, MNT y RADAR utilizadas en la interpretación.

Para la segunda etapa denominada “interpretación de vistas aéreas, imágenes de satélites”, se utilizaron para el tratamiento de estas imágenes los programas TNTmips6.8 y el módulo virtual GIS de ERDAS IMAGINE 8.6.

En el siguiente capítulo se incluyen algunas definiciones previas para facilitar la comprensión del tema: “aplicación de tratamientos digitales y cartografía automática por medio de la teledetección”.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

II.1.- FUNDAMENTOS DE LA OBSERVACION REMOTA

La interpretación de la imagen será tanto más rigurosa, cuanto mayor conocimiento se tenga de los procesos que permitieron adquirirla.

Se define la teledetección como aquella técnica que nos permite obtener información a distancia de los objetos situados sobre la superficie terrestre. Para que esta observación remota sea posible, es preciso que entre los objetos y el sensor exista algún tipo de interacción. Nuestros sentidos perciben un objeto solo cuando pueden descifrar la información que éste les envía. Por ejemplo, somos capaces de ver un árbol porque nuestros ojos reciben y traducen convenientemente una energía luminosa procedente del mismo. Esa señal, además, no es originada por el árbol, sino por un foco energético exterior que le ilumina. De ahí que no seamos capaces de percibir ese árbol en plena oscuridad.

Este sencillo ejemplo nos sirve para introducir los tres principales elementos de cualquier sistema de teledetección: sensor (nuestro ojo), objeto observado (árbol) y flujo energético que permite poner a ambos en relación. En el caso del ojo, ese flujo procede del objeto por reflexión de la luz solar. Podría también tratarse de un tipo de energía emitida por el propio objeto, o incluso por el sensor.

Una superficie blanca refleja cantidades iguales de radiación de todas las longitudes de onda de luz visible, mientras que una hoja verde refleja menos radiación en las partes roja y azul del espectro en la parte verde. Ello ofrece un exceso de luz verde (en comparación con la azul y la roja), por lo que la hoja parece verde. La composición de la reflexión electromagnética o “la firma espectral”, nos ofrece información sobre la superficie que emite o refleja la radiación.

La capacidad de los satélites de distinguir entre varias firmas espectrales es vital para su uso en cartografía, donde es esencial la distinción entre los distintos tipos de superficie y de área.

El ojo humano sólo puede percibir radiaciones de una gama limitada del espectro electromagnético. Por eso, los instrumentos para teledetección fuera de las longitudes de onda visibles representan realmente una extensión de nuestro campo visual y proporcionan acceso a información adicional sobre el mundo físico que nos rodea. El flujo energético entre la cubierta terrestre y el sensor constituye una forma de radiación electro-magnética.

II.1.1.- EL ESPECTRO ELECTRO-MAGNÉTICO

Podemos describir cualquier tipo de energía radiante en función de su longitud de onda o frecuencia. Aunque la sucesión de valores de longitud de onda es continua, suelen establecerse una serie de bandas en donde la radiación electro-magnética manifiesta un comportamiento similar. La organización de estas bandas de longitudes de onda o frecuencia se denomina espectro electro-magnético (ver figuras 2.1 y 2.2). Comprende desde las longitudes de onda más cortas (rayos gamma, rayos X), hasta las kilométricas (tele-comunicaciones). Las unidades de medida más comunes se relacionan con la longitud de onda. Para las más cortas se utilizan micras ($\mu\text{m} = 10^{-6}$ metros), mientras las más largas se miden en centímetros o metros. Normalmente a éstas últimas (denominadas micro-ondas) se les designa también por valores de frecuencia (en gigahercios, $\text{GHz} = 10^8 \text{ Hz}$).

Desde el punto de vista de la teledetección, conviene destacar una serie de bandas espectrales, que son las más frecuentemente empleadas con la tecnología actual. Su denominación y amplitud varían según distintos autores, si bien la terminología más común es la siguiente:

- Espectro visible (0,4 a 0,7 μm). Se denomina así por tratarse de la única radiación electro-magnética que pueden percibir nuestros ojos, coincidiendo con las longitudes de onda en donde es máxima la radiación solar. Suelen distinguirse tres bandas elementales, que se denominan azul (0,4 a 0,5 μm); verde (0,5 a 0,6 μm), y rojo (0,6 a 0,7 μm), en razón de los colores elementales asociados a esas longitudes de onda.

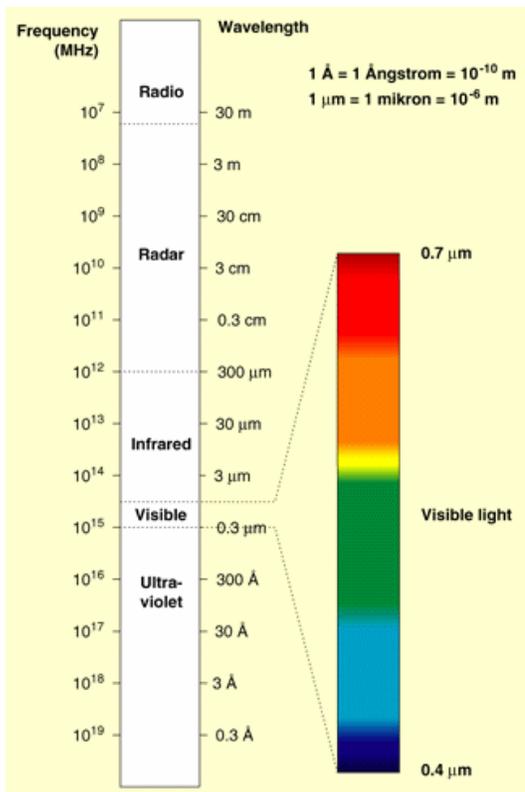


Figura 2.1. Espectro Electro-Magnético (Tomado de Eduspace© European Space Agency, 2000 - 2004)

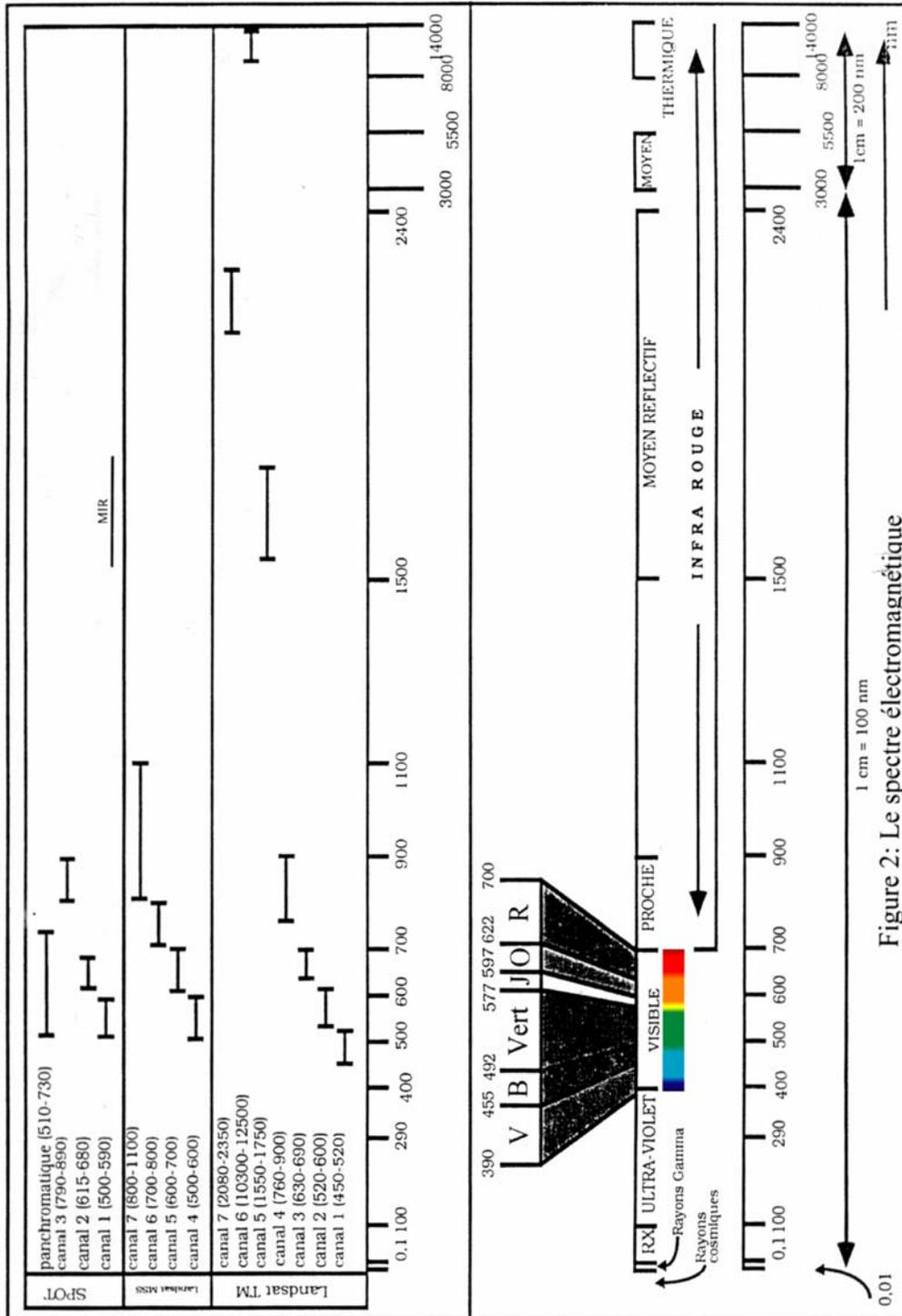


Figure 2: Le spectre électromagnétique

Figura 2.2. Espectro Electro-Magnético (fuente desconocida)

- Infrarrojo próximo (0,7 a 1,3 μm). A veces se denomina también infrarrojo reflejado y fotográfico, puesto que puede detectarse a partir de filmes dotados de emulsiones especiales. Resulta de especial importancia por su capacidad para discriminar masas vegetales y concentraciones de humedad.

- Infrarrojo medio (1,3 a 8 μm), en donde se entremezclan los procesos de reflexión de la luz solar y de emisión de la superficie terrestre

- Infrarrojo lejano o térmico (8 a 14/ μm), que incluye la porción emisiva del espectro terrestre.

- Micro-ondas (a partir de 1 mm), con gran interés por ser un tipo de energía bastante transparente a la cubierta nubosa.

Más adelante se estudiará el comportamiento espectral de las principales cubiertas terrestres en cada una de estas bandas del espectro.

Como consecuencia del efecto pantalla provocado por la cubierta vegetal, no resulta sencillo obtener información del sustrato geológico a partir de sensores espaciales. Sin embargo, puede obtenerse algunos datos indirectos sobre las características del suelo / litología gracias a las anomalías que puedan detectarse en esa cubierta vegetal. Textura, estructura y contenido de humedad están altamente relacionados. Por ejemplo, un suelo arcillosos tiende a tener un alto contenido de humedad y fina textura, lo que supone una baja reflectividad. En contraste, un suelo arenoso tiende a tener débil estructura y bajo contenido de humedad, por lo que presentará una reflectividad más elevada.

II.2.- SISTEMAS ESPACIALES DE TELEDETECCIÓN

Entre las variadas formas de clasificación de los sensores remotos, una de las más habituales considera su procedimiento de recibir la energía procedente de las distintas cubiertas. En este sentido, se habla de dos tipos de sensores:

1) Sensores Pasivos: cuando se limitan a recibir la energía proveniente de un foco exterior a ellos, especializados en la recepción de longitudes de onda reflejadas o emitidas por los objetos (ver figura 2.3),

Los sensores pasivos

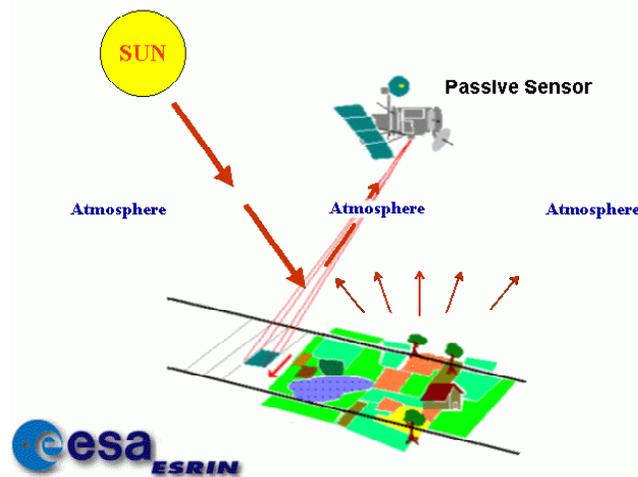


Figura 2.3. Elementos de un Sensor Pasivo (Tomado de European Space Agency, 2000-2004)

El principal inconveniente de los sensores pasivos es que no sirven si el cielo está cubierto de nubes o hay oscuridad.

2) Sensores Activos: cuando son capaces de emitir su propio haz de energía. No dependen tanto como los pasivos de las condiciones exteriores al sistema sensor-Tierra.

Los sensores activos

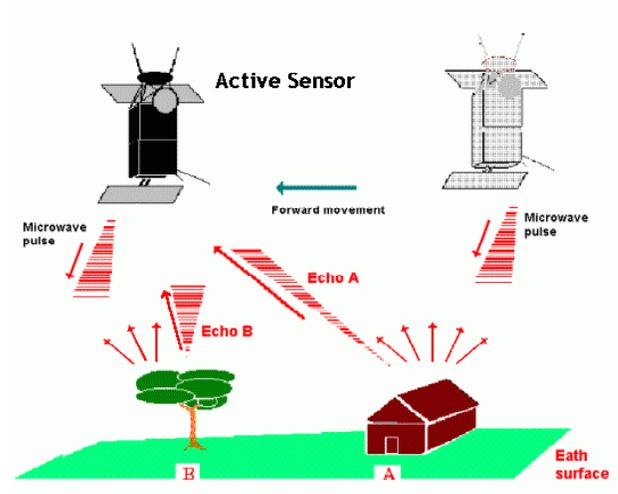


Figura 2.4. Elementos de un Sensor Activo (Tomado de European Space Agency, 2000-2004)

Estos sensores se llaman “sensores activos” porque emiten rayos que reflejan en los objetos y miden la energía que se devuelve reflejada al sensor. El sensor activo que se emplea más en teledetección es el “radar”.

Conviene analizar algunos conceptos previos que les afectan a todos, y son muy útiles para centrar su rango de aplicaciones.

II.2.1. RESOLUCIÓN DE UN SISTEMA SENSOR

De acuerdo con algunos autores, podemos definir la resolución de un sistema sensor como su habilidad para registrar, discriminando la información de detalle (Estes y Simonett, 1975 citado en Chuvieco, 1995). La resolución de un sensor depende del efecto combinado de sus distintos componentes. Los términos "discriminar" e "información de detalle" son relativos al propósito y al entorno geográfico del proyecto que se esté abordando. La separabilidad entre objetos está en íntima relación con la escala de trabajo y con la complejidad del paisaje. Por ejemplo, pueden detectarse algunos rasgos geográficos, como ríos o carreteras, de anchura inferior a la resolución espacial del sensor, siempre y cuando exista suficiente contraste radiométrico entre la señal proveniente de estos rasgos y la de cubiertas vecinas. En otras palabras, cuanto mayor sea ese contraste entre cubiertas, más fácilmente se distinguirán o "discriminarán" éstas. En cuanto al significado de "información de detalle", conviene considerar que se refiere no sólo al detalle espacial que proporciona el sensor, sino también al número y anchura de las bandas del espectro que alberga, a su cadencia temporal, y a su capacidad para distinguir variaciones en la energía que detecta (Campbell, 1987, citado en Chuvieco, 1995). En definitiva, el concepto de resolución implica, al menos, cuatro manifestaciones: espacial, espectral, radiométrica y temporal.

II.2.2.1.- Resolución espacial

Este concepto designa al objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre una imagen. En un sistema fotográfico, suele medirse como la mínima separación a la cual los objetos aparecen distintos y separados en la fotografía. Se mide en unidades de longitud (mm sobre la foto, o m sobre el terreno), y depende de la longitud focal de la cámara y de su altura sobre la superficie.

Por su parte, en los sensores óptico-electrónicos, se prefiere utilizar el concepto de campo de visión instantáneo (instantaneous field of view, IFOV). El

IFOV se define como la sección angular, medida en radianes, observada en un momento determinado. No obstante, se suele utilizar normalmente la distancia sobre el terreno que corresponde a ese ángulo, teniendo en cuenta la altura de vuelo y la velocidad de exploración del sensor. Simplificando las cosas, esa distancia se corresponde al tamaño de la mínima unidad de información incluida en la imagen, que se denomina píxel.

Dependiendo de la imagen cada uno cubrirá una superficie de terreno diferente. En nuestro caso una imagen Landsat, los píxeles cubren una superficie de 28.5m x 28.5m. La resolución espacial de los sensores de observación terrestre en funcionamiento recoge un rango bastante amplio. Los satélites de recursos naturales, diseñados para adquirir información sobre áreas muy heterogéneas, suelen contar con resoluciones de cierto detalle: desde los 10 x 10 m del sensor SPOT-HRV, hasta los 120 x 120 m del canal térmico del Landsat-TM. Otro grupo de satélites, orientado hacia aplicaciones mas globales, caso del HCMM-HCMR, MOS-VTIR, Nimbus-CZCS o NOAA-AVHRR, facilitan píxeles de un tamaño comprendido entre 500 y 1,100 m de lado. En el último extremo del abanico estarían los satélites meteorológicos de órbita geoestacionaria (Meteosat, GOES, GMS), que ofrecen una cubierta global de la superficie terrestre, con píxeles de hasta 5 km.

La resolución espacial tiene un papel protagónico en la interpretación de la imagen, por cuanto marca, de alguna forma, el nivel de detalle que ésta ofrece. Con la salvedad antes referida, parece obvio decir que sólo son discriminables sobre la imagen elementos de tamaño superior, como mínimo, al del píxel. En consecuencia, la resolución espacial está en estrecha relación con la escala de trabajo y con la fiabilidad finalmente obtenida en la interpretación.

II.2.2.2.- Resolución espectral

Indica el número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. En el capítulo anterior se puso en evidencia el interés de contar con información multiespectral; esto es, de registrar simultáneamente el comportamiento de los objetos en distintas bandas del espectro. En este sentido, un sensor será tanto más idóneo cuanto mayor número de bandas proporcione, ya que facilita la caracterización espectral de las distintas cubiertas. A la vez, conviene que esas bandas sean suficientemente estrechas, con objeto de recoger la señal sobre regiones coherentes del espectro. Bandas muy amplias suponen registrar un valor promedio, que puede encubrir la diferenciación espectral entre cubiertas de internas.

Entre los sensores espaciales, la menor resolución espectral corresponde al radar y a los sistemas fotográficos. El primero trabaja normalmente en un solo canal, mientras la fotografía puede ofrecer películas pancromáticas, infrarrojo b/n, color natural o infrarrojo color. En este sentido, el sensor Landsat-TM, que cuenta con siete canales, sufrió importantes problemas como consecuencia de un fallo en la red de satélites relés, imprescindible para la recepción de sus imágenes.

La elección del número, anchura y localización de las bandas que incluye el sensor está estrechamente relacionada con los objetivos de su diseño. Para un sensor dedicado a fines meteorológicos, basta situar una sola banda en el visible, puesto que no existen diferencias cromáticas en las nubes. Por el contrario, será conveniente que incluya una o dos bandas en el térmico (que le permitan conocer la temperatura de dichas nubes), y otra en el infrarrojo medio, en donde puede observarse el contenido de humedad en la atmósfera.

II.2.2.3.- Resolución radiométrica

Hace mención a la sensibilidad del sensor, esto es, a su capacidad para detectar variaciones en la radiancia espectral que recibe. Para los sistemas óptico-electrónicos, la imagen habitualmente se presenta en formato digital, gracias a una

conversión analógica-digital realizada a bordo del satélite. El número de valores que incluye ese rango, (esto es, el número máximo de niveles digitales de la imagen) suele identificarse con la resolución radiométrica del sensor. Este rango de codificación varía con los distintos sensores. Inicialmente los Landsat ofrecían un rango de 128 niveles de codificación por píxel, 64 para el infrarrojo cercano. Actualmente, la mayor parte de los sistemas ofrecen 256 niveles por píxel (de 0 a 255), con la notable excepción del NOAA-AVHRR, que trabaja con 1024 niveles. Al igual que en los otros tipos de resolución, cuanto mayor sea la precisión radiométrica, tanto mejor podrá interpretarse la imagen.

II.2.2.4.- Resolución temporal

Este concepto alude a la frecuencia de cobertura que proporciona el sensor. En otras palabras, refiere a la periodicidad con la que éste adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. El ciclo de cobertura esta en función de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad, inclinación), así como del diseño del sensor, principalmente del ángulo de observación y de abertura.

La cadencia temporal de los sistemas espaciales varia de acuerdo a los objetivos fijados para el sensor. Los satélites meteorológicos están obligados a facilitar una información muy frecuente, ya que se dedican a observar un fenómeno de gran dinamismo. De ahí que la red de satélites geoestacionarios (tipo Meteosat) proporcione una imagen cada 30 minutos, que complementa la obtenida a partir de los satélites de órbita polar, como el NOAA, que facilita imágenes cada 12 horas. Por el contrario, los satélites de recursos naturales ofrecen una cadencia mucho menor: entre los 16 días del Landsat y los 26 del SPOT.

Relaciones entre distintos tipos de resolución

Conviene aclarar que estos cuatro aspectos de la resolución están íntimamente relacionados. A mayor resolución espacial, disminuye habitualmente la temporal, y es previsible que se reduzca también la espectral y radiométrica (ver figura 2.5). El

principal problema se encuentra en la transmisión de las imágenes a la superficie terrestre. El aumento en cualquiera de los cuatro tipos de resolución, significa también un incremento considerable del volumen de datos que, tanto el sensor como la estación receptora tienen que procesar. A la hora de diseñar un sensor remoto habrá de subrayarse aquel tipo de resolución más conveniente a sus fines. Si está orientado a la detección de fenómenos efímeros en el tiempo, deberá realizarse su cobertura temporal, aun a costa de perder resolución espacial, como ocurre con los satélites meteorológicos. Si, por el contrario, el sensor se orienta a exploración minera, el detalle espacial y espectral resulta más importante, reduciéndose entonces su ciclo temporal.

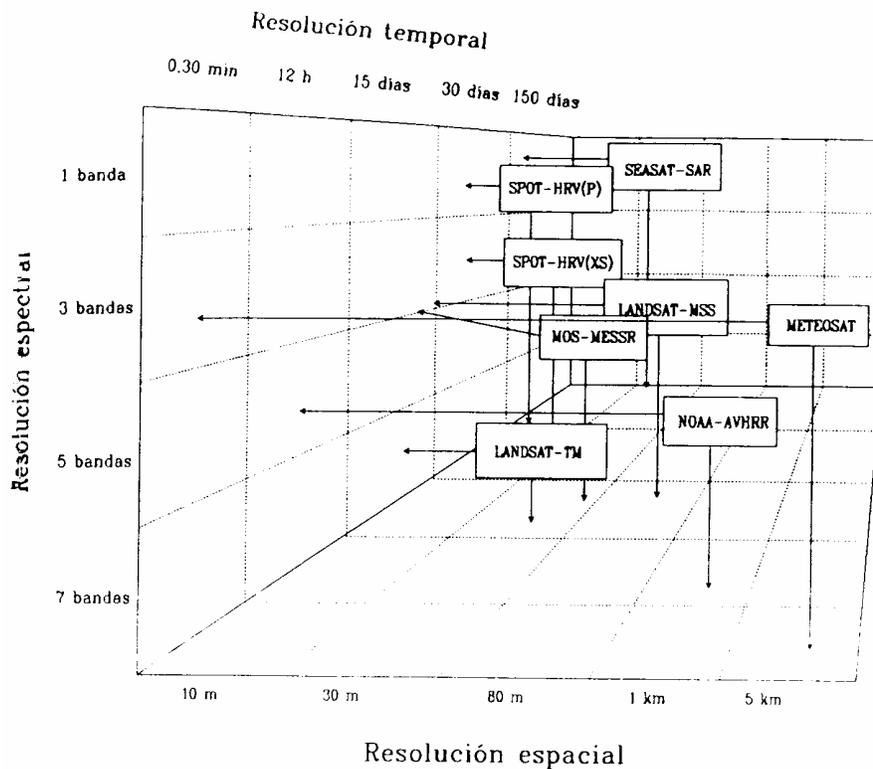


Figura 2.5. Relación entre tipos de Resolución (Tomado de Chuvieco,1995)

II.2.2.- PLATAFORMAS DE TELEDETECCIÓN ESPACIAL

II.2.2.1.- Sistema RADAR

RADAR es el acrónimo para “Radio Detection And Ranging”. Los sistemas de Radar han sido concebidos para detectar la presencia y la posición de objetos utilizando ondas de radio emisoras y receptoras. A causa de las propiedades electromagnéticas de las ondas de radio, los sistemas de RADAR pueden adquirir datos sin importar las condiciones atmosféricas, tanto de día como de noche. Por esta razón son útiles en numerosas aplicaciones.

Los datos de Radar se pueden adquirir, tanto de día como noche, imágenes de cualquier parte de la superficie de la Tierra, cualesquiera que sean las condiciones climáticas. Las imágenes de Radar se prestan muy bien a la estereoscopia, ya que el satélite puede tomar las imágenes con distintos ángulos de objetivo, distintos métodos, distintas posiciones del haz y a resoluciones suficientemente finas para dar una representación bastante bien detallada de la superficie de la Tierra.

Entre los sistemas de imágenes radar se encuentran: ERS (European Remote Sensing Satellite), JERS (Japan Earth Resources Satellite) y RADARSAT-1 de tipo activo.

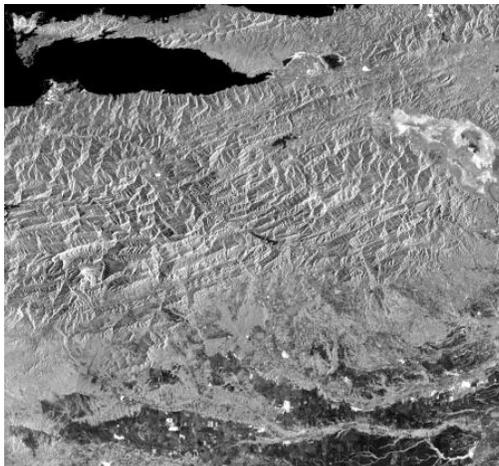


Figura 2.7. Imagen RADAR – ERS (izquierda). Satélite ERS (arriba)

Imagen radar e imagen óptica.

La apariencia de una imagen Radar presenta diferencias importantes en comparación con las fotografías aéreas o las imágenes satelitales Landsat. La geometría de los objetos que se observan y las propiedades de las ondas electromagnéticas son dos razones que explican esta diferente apariencia. A continuación se mencionan dos causas que generan este fenómeno.

Efecto de Aproximación: es el efecto por el cual las cuestas de las colinas y montañas que hacen frente al Radar parecen comprimidas. Estas cuestas aparecen además más claras que las otras estructuras sobre la misma imagen. Este efecto es máximo cuando la cuesta es perpendicular al haz radar incidente. En efecto, la base, la cuesta y la cumbre de la montaña se representarán al mismo tiempo, y se superpondrán pues sobre la imagen. Se puede reducir al mínimo el efecto de aproximación utilizando un ángulo de incidencia menos pronunciado. No obstante, los ángulos de incidencia poco pronunciados aumentan el efecto de sombra en la imagen (ver figura 2.8).

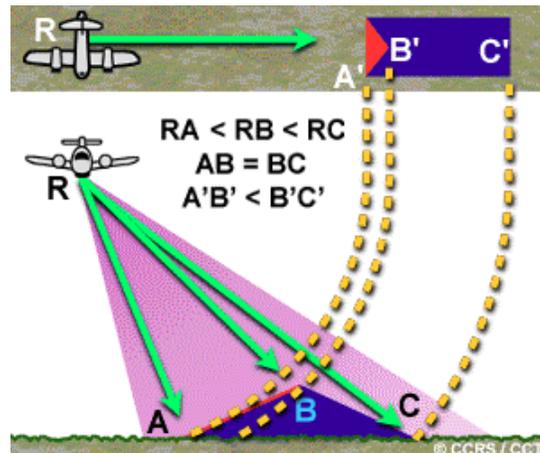


Figura 2.8. Efecto de Aproximación.

Siendo las cuestas AB y BC idénticas, la cuesta AB estará mucho más comprimida sobre la imagen radar (A'B') que la cuesta BC (B'C' sobre la imagen).

Efecto de Inversión: es el efecto que parece inclinar un objeto hacia el radar. Eso es atribuible al hecho de que la cumbre de los objetos o cuevas reciben primero los rayos antes que su base (ver figura 2.9).

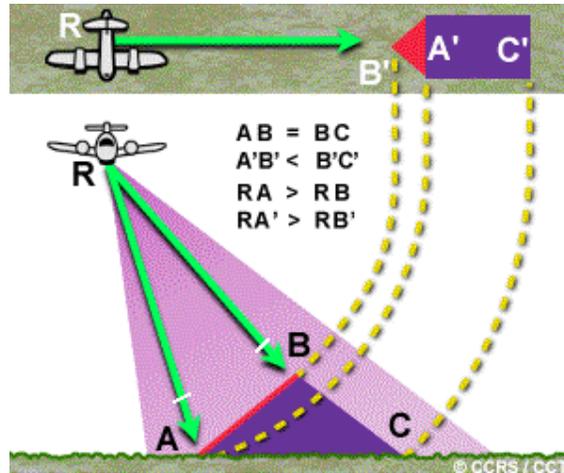


Figura 2.9. Efecto de Inversión.

Aunque las cuevas AB y BC sean idénticas, la geometría de adquisición del sensor hará que B'A' represente la cueva AB; dando la impresión que la montaña se inclina hacia el radar. Este efecto es producido por el hecho de que la cumbre de la montaña (B) se sitúa más cerca del sensor que la base (A) y que RA > RB.

Efecto Sombra: es el efecto que se produce cuando la cueva del relieve es superior al ángulo de depresión. Las sombras que se generan ocultan los elementos geográficos detrás de las cuevas. Cuando el relieve es muy accidentado la pérdida de información es grande (ver figura 2.10).



Figura 2.10. Efecto Sombra

II.2.2.2.- El programa LANDSAT

Gracias a los brillantes resultados que proporcionaron las primeras observaciones de los recursos terrestres, la agencia espacial norteamericana diseñó a fines de la década del 60 el primer proyecto dedicado exclusivamente a la observación de los recursos terrestres. Fruto de estos trabajos fue la puesta en órbita del primer satélite de la serie ERTS (Earth Resource Technology Satellite) el 23 de julio de 1972. Esta familia de satélites, denominada LANDSAT a partir del segundo lanzamiento, en 1975, ha constituido, sin duda, el proyecto más fructífero de teledetección espacial desarrollado hasta el momento. La buena resolución de sus sensores, el carácter global y periódico de la observación que realizan y su buena comercialización, explican su profuso empleo por expertos de muy variados campos en todo el mundo.

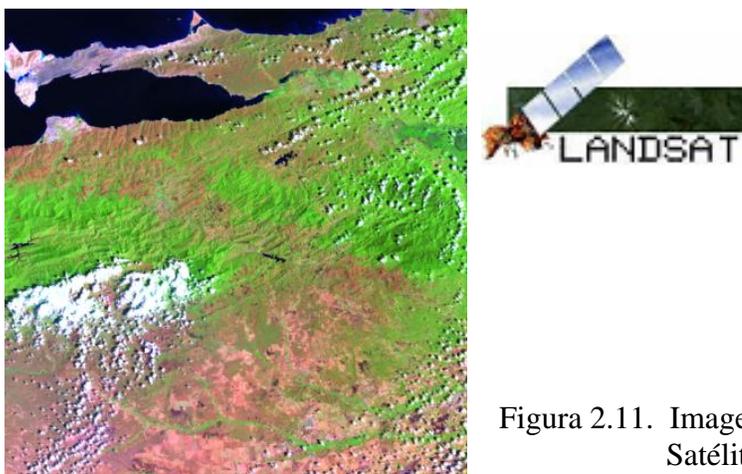


Figura 2.11. Imagen LANDSAT 7 (izquierda).
Satélite LANDSAT 7 (arriba)

La figura 2.12 de la página siguiente se muestra para ejemplificar las diferencias en la disposición geométrica de dos imágenes (RADAR y LANDSAT) pertenecientes al mismo sector. Los círculos rojos de la figura, muestran una de esas diferencias.

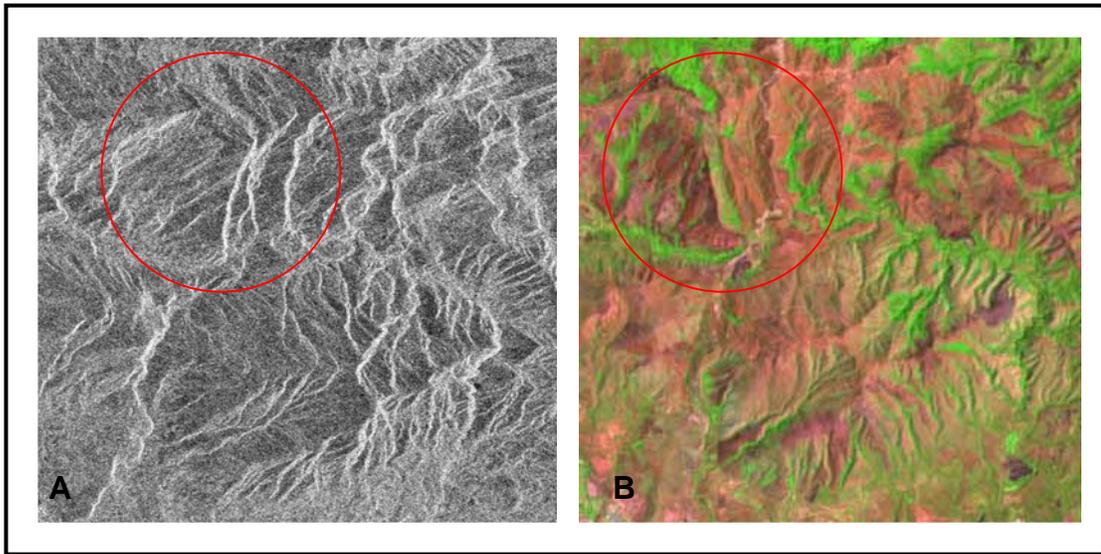


Figura 2.12. Extracto de imágenes (A) RADAR y (B) LANDSAT

II.2.3.- INSTRUMENTOS DE OBSERVACIÓN

II.2.3.1.- Sensor MSS

Los primeros Landsat incorporaban un equipo de barrido multi-espectral denominado MSS (Multispectral Scanner) y un conjunto de tres cámaras de vidicon (RBV, Return Beam Vidicon). Los dos últimos, eliminan las cámaras y las sustituyen por un nuevo explorador de barrido, denominado TM (Thematic Mapper) que proporciona mayor resolución espacial y espectral que el previo MSS. Para asegurar la continuidad en la serie de datos, se ha mantenido el MSS en los dos últimos Landsat, con similares características a los anteriores satélites. En definitiva, el MSS ha sido el sensor más empleado hasta el momento, gracias a la larga serie de imágenes disponibles, desde 1972 hasta la actualidad.

II.2.3.2.- Thematic Mapper (TM)

Como antes se indicó, el lanzamiento de los dos últimos satélites ha supuesto un notable impulso del programa Landsat. Incorpora un nuevo sensor, denominado

Thematic Mapper (TM), directamente diseñado -como su nombre indica- para la cartografía temática.

Al igual que su predecesor, el MSS, el Thematic Mapper es un equipo de barrido multi-espectral, que emplea una técnica muy similar a la descrita previamente. Sin embargo, las novedades que incorpora permiten considerarlo como perteneciente a una nueva generación de sensores.

El incremento de la resolución espacial y espectral que ofrece el TM, facilita una mayor precisión para la cartografía temática, mientras permite ampliar el rango de aplicaciones operativas a partir de sensores espaciales. En este sentido, el diseño del TM pretendió paliar las deficiencias observadas en las imágenes MSS, incorporando información de cuatro bandas del espectro no contempladas en el MSS (azul, dos en el infrarrojo medio y una en el térmico), mientras se sustituían las bandas 6 y 7 de ese sensor -ambas en el infrarrojo cercano- por una sola, sin perder información sustancial (ver figura 2.13).

Sensores a bordo del programa Landsat

MSS	RBV	TM ¹
4 (0,5 - 0,6 μm)	1 ² (0,475 - 0,575 μm)	1 (0,45 - 0,52 μm)
5 (0,6 - 0,7 μm)	2 ² (0,580 - 0,680 μm)	2 (0,52 - 0,60 μm)
6 (0,7 - 0,8 μm)	3 ² (0,690 - 0,830 μm)	3 (0,63 - 0,69 μm)
7 (0,8 - 1,1 μm)	1 ³ (0,505 - 0,750 μm)	4 (0,76 - 0,90 μm)
8 ³ (10,4 - 12,6 μm)		5 (1,55 - 1,75 μm)
		6 (10,40 - 12,50 μm)
		7 (2,08 - 2,35 μm)
Resolución espacial:		
Bandas 4-7: 79 m	1-3 ² : 80 m	1-5 y 7: 30 m
Banda 8 ³ : 240 m	1 ³ : 40 m	6: 120 m

(1) Sólo en los Landsat-4 y 5

(2) Sólo en los Landsat-1 y 2

(3) Sólo en el Landsat-3

Figura 2.13. Sensores a bordo del programa LANDSAT (Tomado de Chuvieco,1995)

Con esa nueva configuración, el TM permite una sensible mejora en las aplicaciones terrestres y marinas sobre el sensor MSS: detección de turbidez y contaminantes en el agua (banda azul), exploración minera (infrarrojo medio), contenidos de humedad en las plantas y suelo (infrarrojo medio), detección de focos de calor (infrarrojo medio y térmico), además de mantener las aplicaciones antes señaladas para el sensor MSS.

II.2.4.- FIRMAS ESPECTRALES Y EL SISTEMA TM

Diferentes tipos de superficies, como el agua, la tierra desnuda o la vegetación, reflejan la radiación de manera distinta en varios canales. La radiación reflejada en función de la longitud de onda se llama firma espectral de la superficie.

En las figuras 2.14 se presentan los gráficos para las firmas espectrales del agua, la tierra y la vegetación. La vegetación presenta una reflexión considerablemente elevada en el canal infrarrojo cercano 4 y una baja reflexión en el canal visible rojo 3. De esta manera podemos distinguir las áreas cubiertas de vegetación de la tierra desnuda. La diferencia de reflexión en los canales 3 y 4 es mayor para las áreas cubiertas de vegetación e insignificante para la tierra desnuda.

Las firmas espectrales se procesan como valores digitales en el escáner por satélite. En la figura 2.15 se presenta un ejemplo hipotético de cómo el satélite LANDSAT puede registrar agua, vegetación verde y suelo desnudo.

La reflexión del suelo desnudo aumenta ligeramente de la gama visible a la infrarroja del espectro. Existen grandes diferencias entre los distintos tipos de suelo, de tierra seca y húmeda. Las distintas composiciones minerales de la superficie también se reflejan en la firma espectral. En la ilustración sólo se muestra una curva media para el suelo desnudo (tierra).

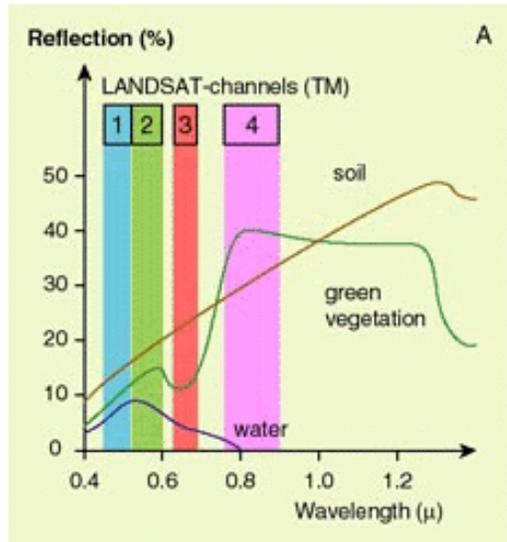


Figura 2.14. Gráficos para las firmas espectrales del agua, la tierra y la vegetación.

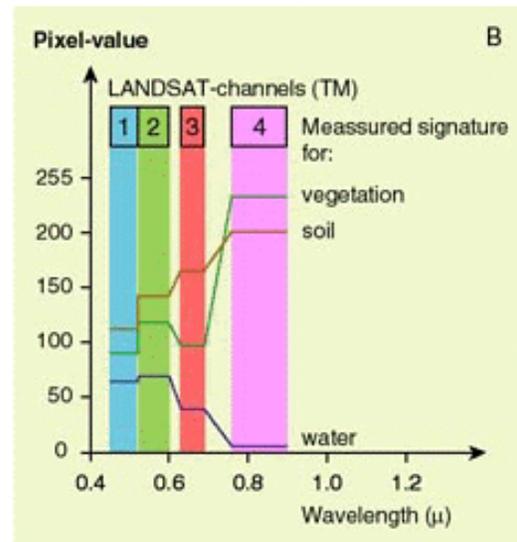


Figura 2.15. Ejemplo hipotético de cómo el satélite LANDSAT puede registrar agua, vegetación verde y suelo desnudo

En términos generales, el agua sólo refleja la gama de luz visible. Como el agua casi no se refleja en la gama cercana al infrarrojo, se distingue muy bien de otras superficies. Estas superficies acuáticas aparecerán claramente delimitadas como áreas oscuras (valores de píxel bajos) en imágenes registradas en la gama cercana al infrarrojo.

La firma espectral de las plantas verdes es muy característica. La clorofila de una planta en crecimiento absorbe la luz visible y especialmente la luz roja para usarla en la fotosíntesis, mientras que la luz cercana al infrarrojo es reflejada de manera muy eficaz ya que a la planta no le sirve (figura 2.14). De esta manera, las plantas evitan calentarse innecesariamente y perder jugos a través de la evaporación. Por tanto, la reflexión de la vegetación en las gamas cercana al infrarrojo y visual del espectro varía considerablemente. El grado de diferencia revela cuánta área está cubierta de hojas en crecimiento (índice de hojas verdes).

II.3.- APLICACIÓN DE TRATAMIENTOS DIGITALES Y CARTOGRAFÍA AUTOMÁTICA

Estos tratamientos fueron aplicados por medio de los programas Multiscope 2.20 y TNTmips 6.8. los cuales comparten funciones de lectura, visualización y análisis de imágenes de tipo numérico.

El tratamiento se basa en aplicar parámetros especiales de procesamiento para resaltar alineamientos (ríos, fallas, pliegues contactos geológicos), interpretarlos y cartografiarlos, basándose en las geometrías que se extraen de las imágenes

Primero es necesario extraer la imagen que se va a tratar. En este caso, está representada geoméricamente por un rectángulo cuyos vértices corresponden a las coordenadas que se observan a continuación en la figura 2.16, junto al sistema de coordenadas y “datum” utilizado.

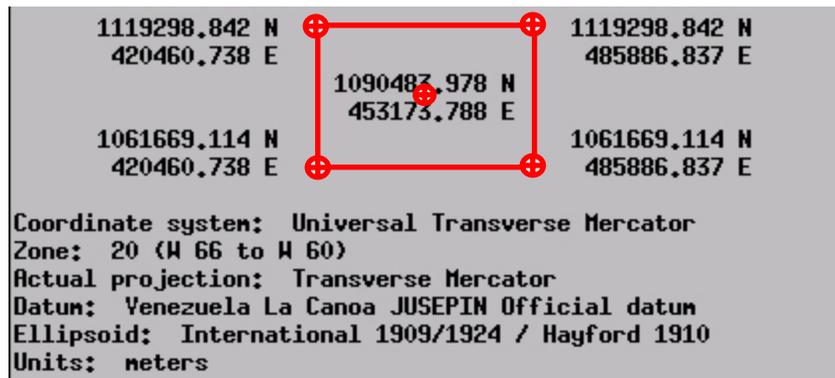


Figura 2.16. Base de datos de la imagen tratada por TNTmips6.8.

Esta extracción es obtenida de las imágenes matrices LANDSAT TM P002R053, RADAR ERS 25043, RADAR ERS 24270 y LANDSAT TM P001R053.

En la figura 2.17 se puede observar el cuadro extraído de ambas imágenes a razón del interés de este trabajo.

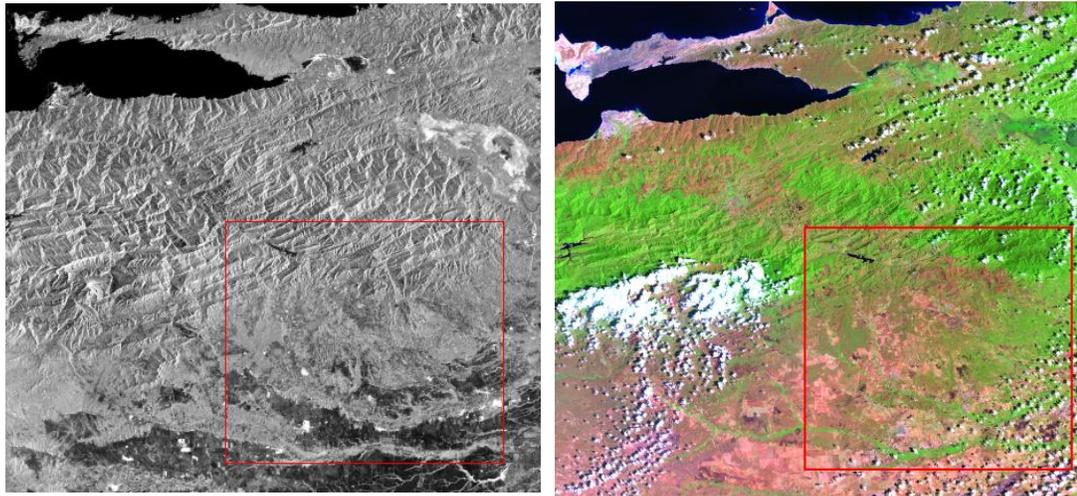
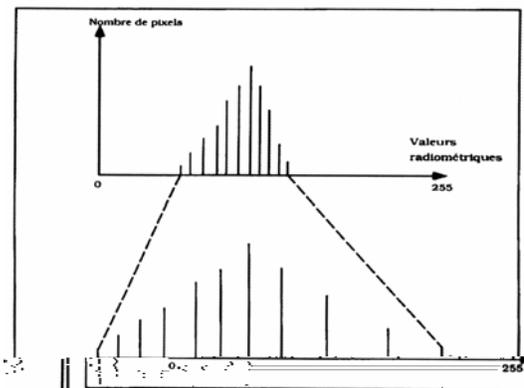


Figura 2.17. Situación relativa del área de trabajo extraída de una imagen RADAR ERS-2 (izquierda) y una composición coloreada LANDSAT 7 (derecha) del oriente del país (Zona enmarcada en rojo, representa la imagen extraída para el estudio).

II.3.1.- ELEMENTOS DE DINÁMICA

Consiste en aplicar y mejorar el contraste global de la imagen. A través de la función “Visualización Vista” dentro del “Módulo de foto-interpretación y tratamiento de base”, se puede adaptar la imagen de forma lineal o simple, a través de un histograma acumulativo asociado (ver figura 2.18).



Manejando esta curva se puede efectuar una primera mejoría a la imagen. Cada operación reparte la distribución de los valores radiométricos sobre la totalidad de los niveles de gris (0 y 255 valores).

Figura 2.18. Histograma de adaptación (fuente desconocida)

II.3.2.- COMPOSICIÓN COLOREADA

La realización de una composición coloreada consiste en restituir una imagen en color, en la combinación de tres canales referente a la información espectral máxima (ver figura 2.19). A partir de la selección de 3 canales (en primer plano el color rojo, para el segundo el verde y el tercero el azul respectivamente) y la combinación entre ellos, podemos realzar elementos de contraste para interpretar la imagen.

Esta técnica también le es aplicada un elemento de dinámica como lo es la adaptación lineal manualmente en los que encontramos para los diferentes planes sus histogramas respectivos de cada caso, y así adaptarlos a los valores mas aceptables donde la imagen sea mejor visualizada para su interpretación.

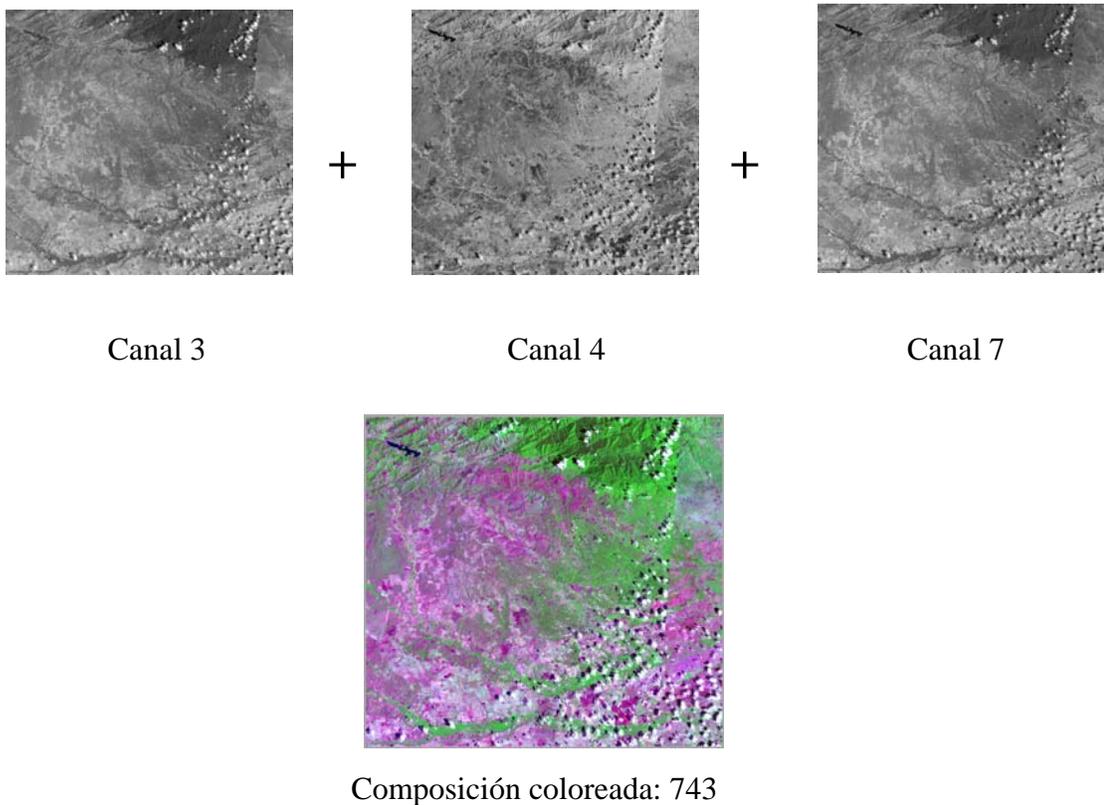
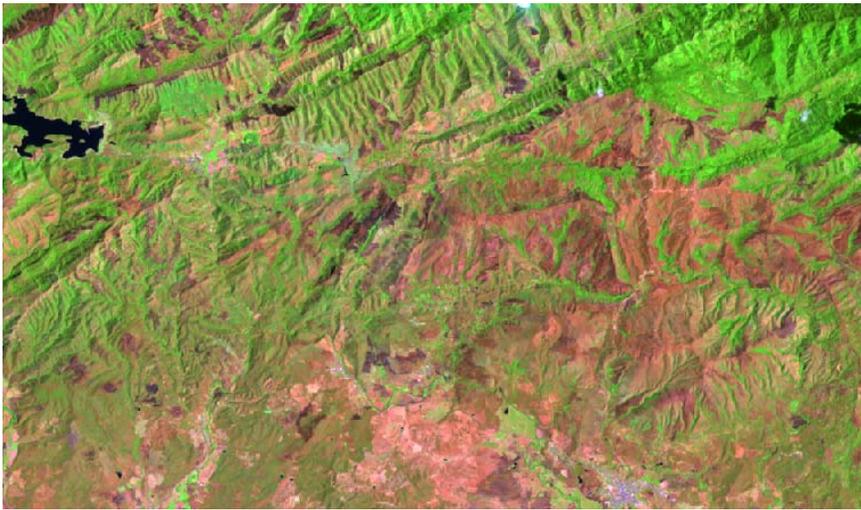


Figura 2.19. Ejemplo de una composición coloreada usando los canales 7, 4 y 3.

II.3.3.- APLICACIÓN DE FILTROS DE CONTRASTES Y LINEALES

La aplicación de filtros de contraste es una técnica que modifica la textura de la imagen, el cual corresponde a un operador matemático que es aplicado a los valores presentes dentro de la vecindad inmediata del píxel (ver figura 2.20). Los filtros lineales se usan para poner en evidencia los elementos direccionales dentro de ciertas orientaciones privilegiadas.

A-



B-

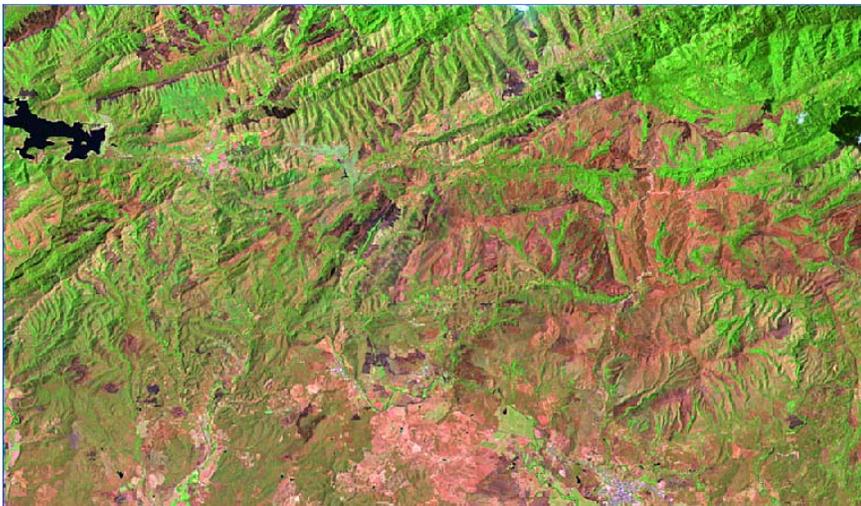


Figura 2.20. Extracto de Imagen LANDSAT en composición coloreada

A- Sin Filtro B- Con Filtro

II.3.4.- ANÁLISIS EN COMPONENTES PRINCIPALES

El análisis en componentes principales (ACP) es una técnica estadística de correlación dentro de las funciones del Módulo de foto-interpretación y tratamiento de base que permite la decoloración de valores de energía reflexiva para la superficie del suelo dentro de las diferentes bandas espectrales. Igualmente se selecciona las condiciones de tratamiento en la que desee trabajar y así obtener una mejor visualización de la imagen ya analizada y transformada. Su objetivo es resumir un grupo amplio de variables en un nuevo conjunto, más pequeño, sin perder una parte significativa de la información original. El ACP facilita una primera interpretación sobre los ejes de variabilidad de la imagen; identifica aquellos rasgos que se recogen en la mayor parte de las bandas y aquellos otros que son específicos a algún grupo de ellas. Una mejor distribución de los datos, frente a esos ejes de variabilidad, puede facilitar una identificación más atinada de las distintas cubiertas.

II.3.5.- VISTAS 3D / SUPERPOSICIÓN 3D:

Con la ayuda del Modelo Numérico del Terreno podemos insertar una matriz de datos en el eje Z sobre las imágenes LANDSAT y RADAR y crear modelos en 3 dimensiones (ver figura 2.21). Con el programa, se controla la dirección de la vista de la imagen 3D, ángulo de visión sobre la superficie, elevación, aumento (zoom), posicionamiento global, etc. La iluminación es otra variable que puede ser controlada por el operador, pudiendo rotarse en cualquier dirección a como se encontraba el sol en el momento que fue capturada la imagen.

Estos elementos permiten observar la imagen en la forma deseada. Puede ser colocado el punto de observación en cualquier parte del espacio tridimensional, dentro o fuera del campo de la imagen, incluso por debajo de ésta; esto es, superponer la imagen de superficie con una superficie modelada de subsuelo y hacer correlaciones de propagación de estructuras tal como se hace en este trabajo con la superficie de subsuelo “base de la Formación Mesa – Formación Las Piedras” en el capítulo de interpretación sísmica.

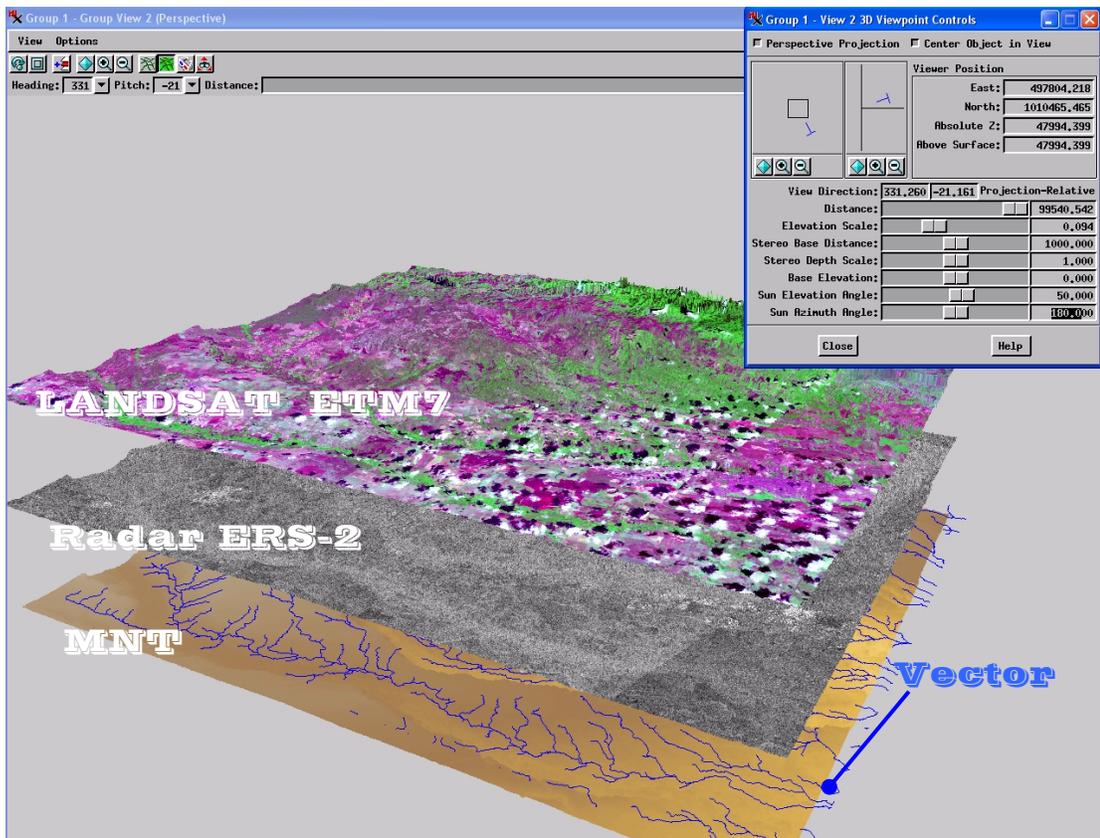


Figura 2.21. Superposición de Imágenes con TNTmips_6.8

Del Modelo Numérico de Terreno (MNT) se puede extraer también automáticamente información de la red de drenajes; importante aspecto en la interpretación del sistema (ver figura 2.22).

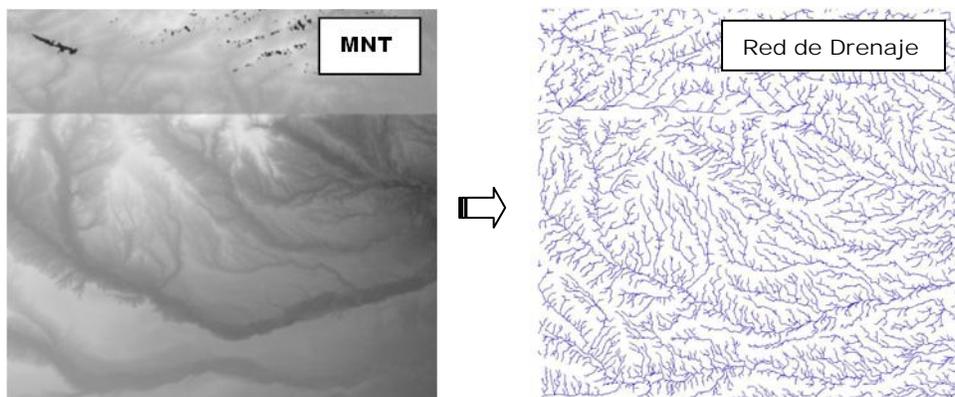


Figura 2.22. Modelo numérico de Terreno (MNT) y Red de drenaje extraída.

II.3.5.- VUELOS VIRTUALES 3D / ANIMACIÓN 3D

Poder sobrevolar virtualmente una región es ahora posible a partir de datos de teledetección. La visualización 3D es una herramienta muy útil en el estudio estructural ya que sobrevolar virtualmente una zona, permite verificar la interpretación de los datos en 2D (vector). Para ello, podemos seguir los contactos (litológicos, fallas, etc.) y constatar que sus trazas están conforme a los límites reportados sobre los mapas 2D.

Aunque existen numerosos programas que permiten hacer vuelos virtuales, se trabajó con el TNTmips_6.8 y el módulo GIS de ERDAS 8.6. El principio es básicamente el mismo, a partir de datos georeferenciados (MNT, Modelo Numérico de Terreno o DEM, Modelo Digital de Elevación), Imágenes de Satélites (Landsat, etc.), vectores (interpretaciones) y otros; es posible obtener vistas en 3D de objetos geológicos o de la superficie. Luego se puede guardar el archivo en cualquier formato de video y reproducirlo desde otro programa (ver figura 2.23).

Primero se genera el archivo imagen y luego se manipula con el módulo de animación 3D para incluir la trayectoria de vuelo, velocidad, altura del vuelo, inclinación, etc. Se puede modificar para cada vuelo, los elementos inherentes a la imagen superpuesta como composición coloreada, contraste, etc., o del modelo numérico, la exageración vertical, aspecto de gran ventaja en este estudio porque permite aumentar virtualmente la deformación de la superficie, la cual es muchas veces imperceptible sobre el campo.

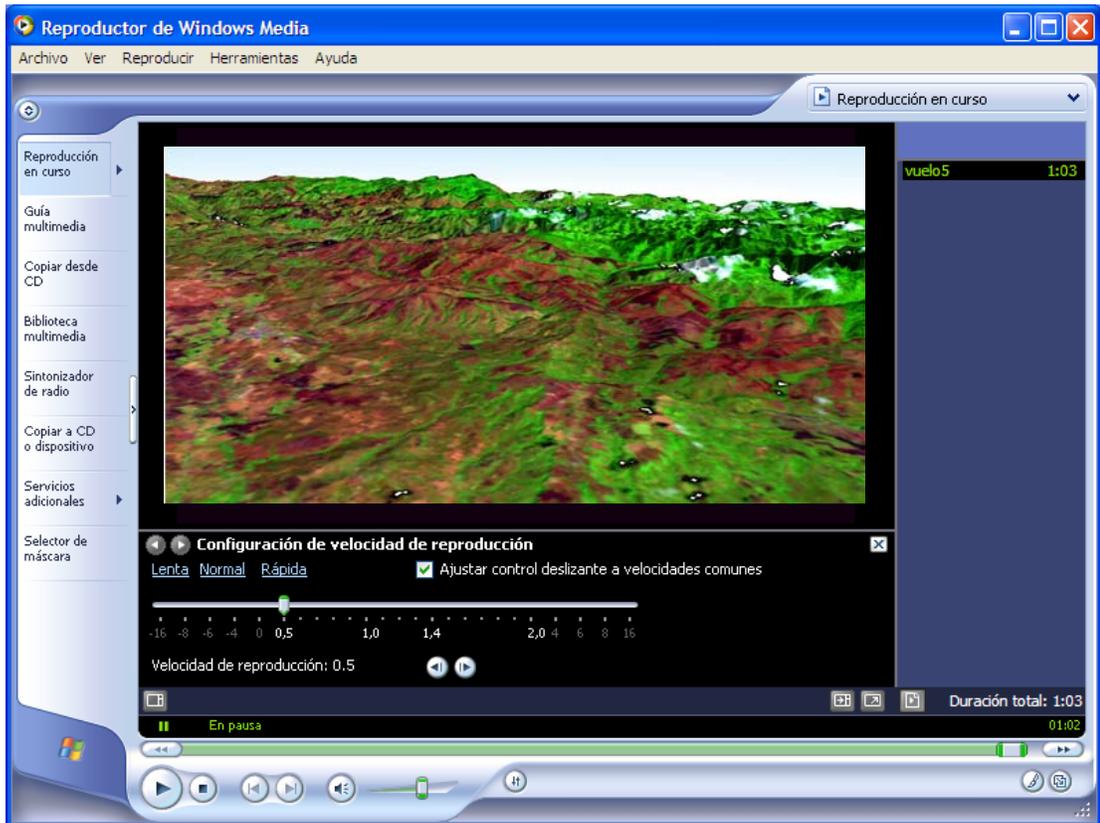


Figura 2.23. Reproducción de un sobrevuelo virtual 3D por medio de Windows Media®

CAPÍTULO III

GEOGRAFÍA FÍSICA

La parte norte de la subcuenca de Maturín está ubicada al norte del Estado Monagas y comprende los municipios: Cedeño, Piar, Punceres, Ezequiel Zamora y Maturín; delimitada al norte por la Serranía de Turimiquire, al sur por el río Tonoro en el municipio Aguasay, al oeste por el límite estatal Anzoátegui y Monagas y al este se extiende hasta la reserva forestal Guarapiche como se muestra en la figura 1.2 de la página 3.

Dentro de esta gran extensión de tierras bajas y llanas, los llanos orientales constituyen una identidad particular. Se caracterizan por la presencia de mesas extensas, planas y cubiertas por una vegetación bastante uniforme (Zinck, 1970).

La fisiografía general es la de una altiplanicie suavemente inclinada hacia el sureste y este, encerrada entre la Serranía del Interior al norte y el macizo guayanés al sur.

III.1.- EL CLIMA

Según Zinck (1970), el clima en los llanos orientales es del tipo tropical seco. Hacia el norte pasa progresivamente a un clima tropical húmedo (reserva forestal de Guarapiche y sector Caripito). Tiene las características siguientes:

- Pocas variaciones en el régimen térmico: el promedio anual de temperatura es de alrededor de 26°C, con una variación anual pequeña de 2,8 °C. La amplitud térmica diaria fluctúa entre 8°C y 11°C
- Pluviosidad anual oscila entre 850 mm y 1320 mm.
- Período lluvioso de 7 a 8 meses; junio, julio y agosto corresponden a los meses de máximas lluvias (mas de 50% de las precipitaciones anuales).

- Período seco generalmente de 5 meses, comprendido entre diciembre y abril, siendo los meses de mayor sequía marzo y abril.
- Lluvias de corta duración, pero intensidad fuerte, generalmente en forma de chaparrones. Las lluvias de mayor intensidad ocurren principalmente en junio, o sea, inmediatamente después del periodo seco, cuando la cobertura vegetal esta muy rala. Estas lluvias caracterizadas por gotas grandes, son muy agresivas.
- Vientos moderados, pero continuos y de dirección constante procedente del este-noroeste con velocidad media anual de 5,8 km/h en el mes de abril.

III.2.- VEGETACIÓN

Según Zinck (1970), en la mesa oriental se encuentran los siguientes tipos de cobertura vegetal:

- Formaciones herbáceas: sabana pastizal o inarbolada que cubre la mayor superficie de la mesa.
- Formaciones arbustivas: sabana abierta con chaparros y mantecos que caracterizan a las depresiones, los suelos coluviales, algunos montículos granzonosos y el sector meridional de la mesa.
- Formaciones arborescentes:
 1. Selva veranera decidua en las colinas de terciario de la mesa de piedemonte en las cercanías de Caicara de Maturín.
 2. Selva veranera semidecidua en la región de Quiriquire.

3. Selva veranera siempre verde o bosques semihigrófilo en la mayor parte de la planicie aluvial.

- Bosques de galerías en las vegas de los ríos Guarapiche y Amana.
- Morichales en los valles y en los vallecitos de la superficie de la mesa. Morichales y bosques de galería son independientes de las condiciones climáticas generales, y están relacionados con la presencia de mesas de agua freática

III.3.- DRENAJES

Los ríos que bajan de la Serranía entran en la mesa con una dirección norte-sur, para después de unos 20 a 30 km de curso, orientarse hacia el este (ver figura 2.22 de la página 36).

Orientación general de los ejes de los sistemas depositacionales

En la zona de piedemonte y durante la edificación de la Formación Mesa, la orientación de los sistemas depositacionales (ejes y canales de explayamiento) era bastante semejante a la dirección actual de los ríos que bajan de la Serranía. En El Tejero estos canales tienen una dirección norte a sureste. En la mesa del río Guarapiche, Zinck y Urriola (1970) encontraron una dirección norte-sur hasta aproximadamente la altura de Jusepín.

CAPÍTULO IV

GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

IV.1.- ANÁLISIS DESCRIPTIVO DE LAS TOPOFORMAS

La zona de estudio cubre parcialmente la Serranía del Interior Oriental y parte de la subcuenca de Maturín, a continuación se describen las unidades topográficas existentes.

IV.1.1.- UNIDAD 1: Unidad de Montaña

El límite norte de la zona de estudio está representada por la Serranía del Interior Oriental, caracterizada por filas y valles orientados $N70^\circ$ con alturas que van desde 2200 m.s.n.m. en el Cerro Turimiquire hasta los 600 en el borde meridional de la cadena, en los valles del piedemonte (ver figuras 4.1 y 4.2).

La parte norte de la subcuenca de Maturín puede dividirse en dos unidades topográficas:

IV.1.2.- UNIDAD 2: Unidad de Colinas de Piedemonte

Como su nombre lo indica, esta unidad se encuentra al pie de la Serranía del Interior y representa el 20 % del área de trabajo (1000 km²). Está constituida por un grupo de colinas sin alguna orientación aparente. Las alturas varían entre 600 m y 300 m. Los topes son redondeados y laderas de pendientes suaves, siendo el drenaje que rodea a las colinas dendrítico (ver figuras 4.1 y 4.2).

IV.1.3.- UNIDAD 3: Unidad de Mesas escalonadas

Aproximadamente el 80% del área de trabajo está representado por la parte norte de los llanos orientales caracterizada por esta unidad. Se describen las características de forma, contactos, variaciones de pendiente y drenaje, a continuación.

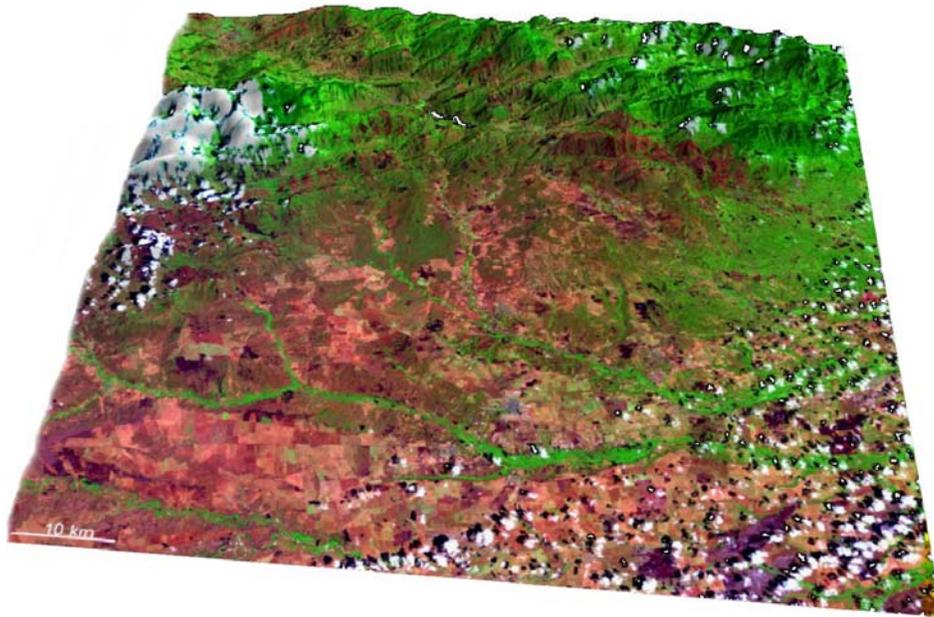


Figura 4.1. Imagen Landsat 3D de la zona de estudio.

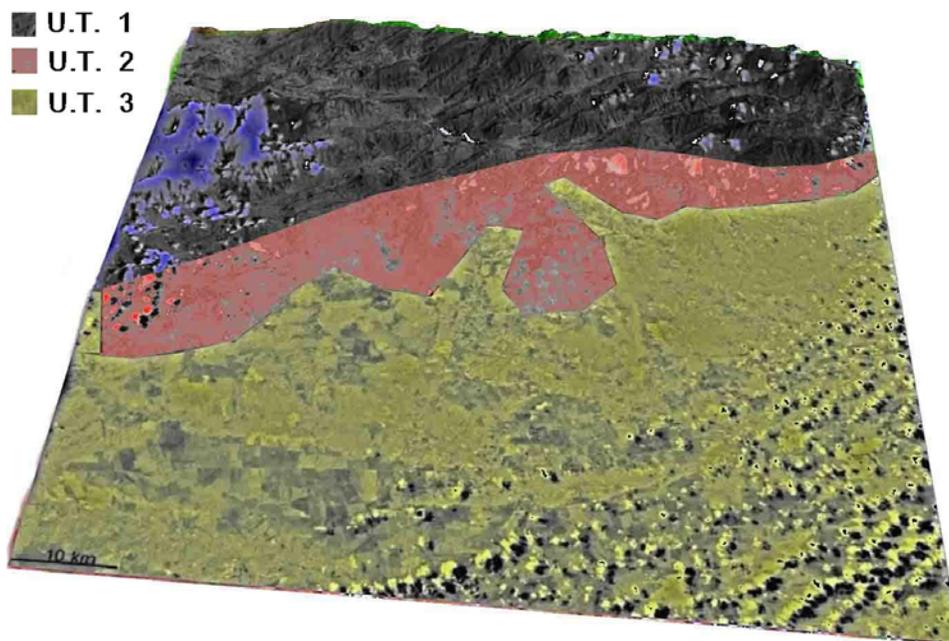


Figura 4.2. Unidades Topográficas: U.T.1 unidad de montaña; U.T.2 unidad de colinas de piedemonte; U.T.3 unidad de mesas escalonadas.

IV.1.3.1.- Contactos entre unidades

En el borde norte, el límite entre la Serranía del Interior y el piedemonte se localiza aproximadamente en la curva de nivel 400 m. Pero el contacto entre las dos unidades no siempre es en forma abrupta. En la mayoría de los casos las mesetas penetran en forma de embudo al interior de la serranía (ver figura 4.3)

Debido a la erosión que borró en numerosos sitios los depósitos pleistocenos, típicos de la mesa, los topes de las colinas de piedemonte constituyen una continuación hacia el norte del plano topográfico general de la mesa. En su borde este, las mesetas descenden suavemente hasta confundirse con las planicies aluviales de los ríos Guanipa y la zona del delta.

En los bordes sur y oeste el contacto es imperceptible, con algunas excepciones de escarpes en los ríos del sur.

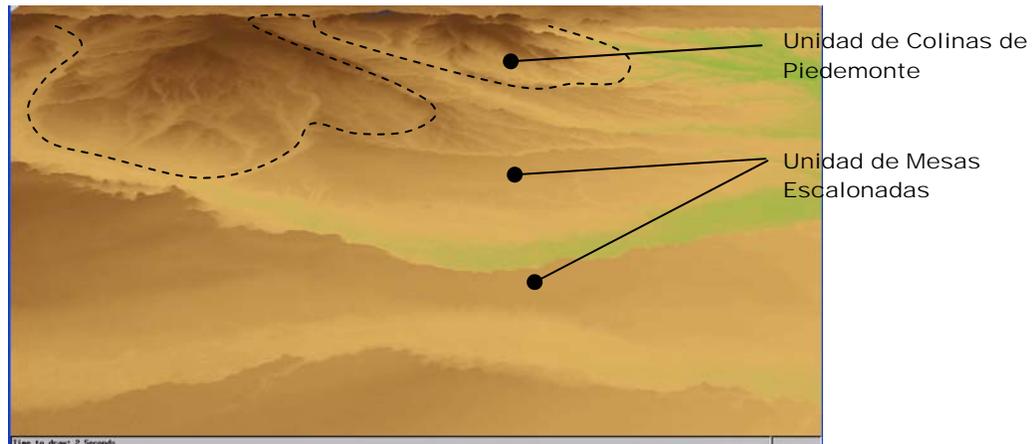


Figura 4.3. Modelo Numérico de Terreno en 3D mostrando la disposición de las unidades topográficas 1 y 2.

IV.1.3.2.- Alturas de altiplanicie inclinada

Las alturas se distribuyen de la siguiente forma (ver figura 4.4):

Tienen su máxima cota a 480 m sobre el nivel del mar en el borde nor-occidental hasta San Antonio de Maturín. Oscilan entre 450 y 300 m. La Mesa de San Juan, por ejemplo, llega a 430 m y el límite entre la mesa y la Serranía del Interior se ubica aproximadamente a lo largo de una curva de nivel de 400 m.

En la parte central, las alturas varían entre 300 m y 100 m; con alturas de 250 m en Mesa de Capacho, Sabana El Frasco; y 200 m al sur de la zona de estudio en la Mesa de Aguasay y Santa Bárbara.

En la parte oriental, las alturas oscilan entre 80 y 15 m; con unos 50 m en Maturín y entre 10 y 20 m en la reserva forestal del río Guarapiche.

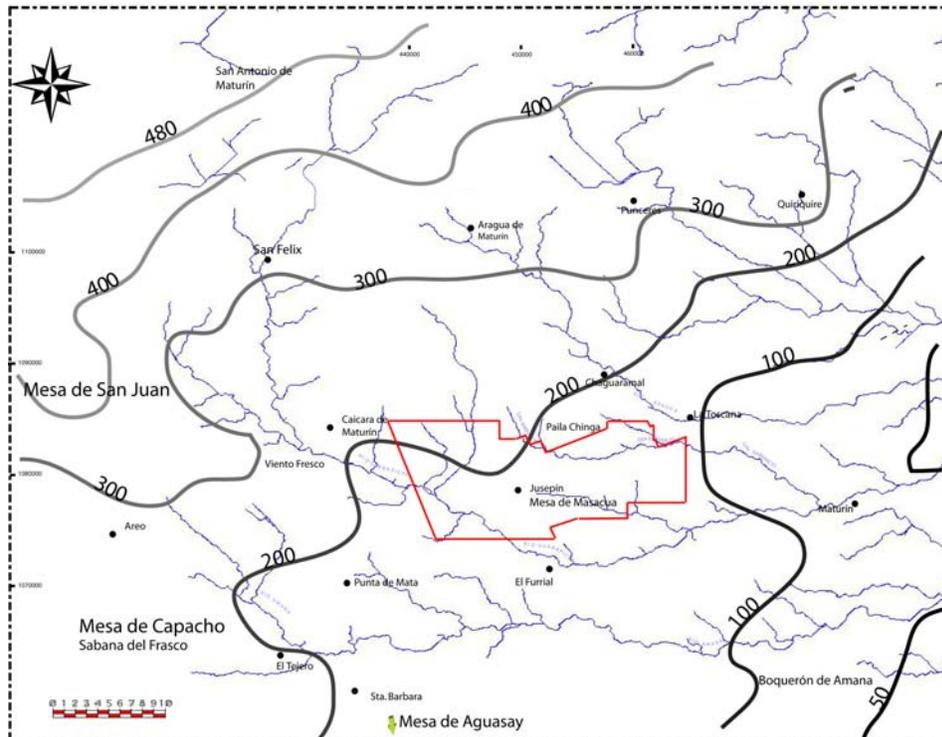


Figura 4.4. Distribución de las alturas en la parte norte de la subcuenca de Maturín, mostrando la red de drenaje principal, las principales mesas fisiográficas y la ubicación del campo Jusepín.

IV.1.3.3.- Valor de las pendientes generales

Según Zinck (1970), los Llanos Orientales están caracterizados por pendientes muy suaves. Su fisiografía es de plano suavemente inclinado. El plano topográfico en conjunto, tiene una inclinación general hacia el sureste con una pendiente media del orden de 1 a 2%. Pero en detalle la topografía es un poco más compleja:

- Una dirección de la pendiente hacia el sureste, desde la Serranía del Interior hasta el río Guarapiche y tramo medio del Amana.
- Una dirección este desde las mesas Ocopa hasta Maturín – Boquerón de Amana. La Sabana de El Frasco, la mesa de Santa Bárbara – Aguasay y los llanos de Maturín siguen esta dirección.

IV.1.3.4.- Variaciones regionales de pendientes

La mesa entre la Serranía del Interior y los ríos Guarapiche y Amana, presentan una topografía particular de “glacis” con pendientes de 2 a 6% (Zinck, 1970).

IV.1.3.5.- Rupturas de pendiente

En la zona piemontina, al norte del río Guarapiche la mesa no presenta una topografía de plano único. Se presenta bajo la forma de una sucesión de pisos escalonados, limitados, unos de otros, por farallones de hasta 10 m de altura. Cerca de Jusepín se identificaron 4 escalones sucesivos de este tipo (ver figura 4.5 en la página siguiente).

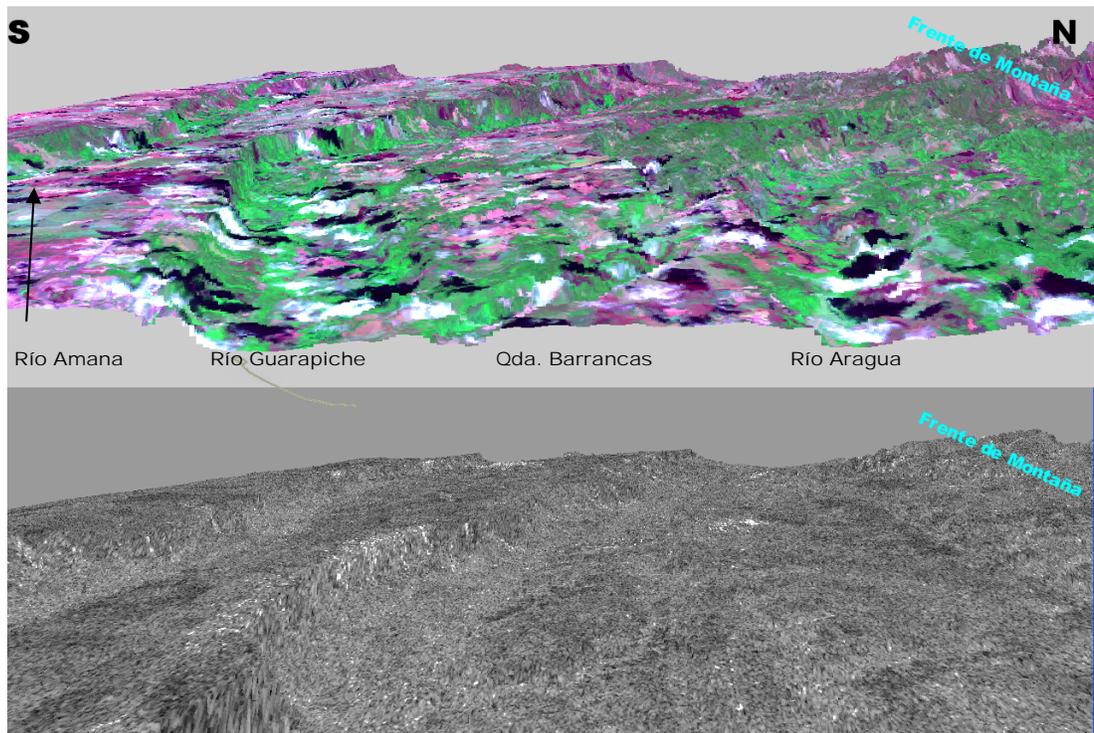


Figura 4.5. Imagen LANDSAT y RADAR en 3D mostrando la ruptura de pendiente por los principales valles.

IV.1.3.6.- Vigor de los entalles

La erosión y la tectónica han creado el paisaje típico de las mesas. Las vastas extensiones planas aparecen recortadas por la erosión regresiva en farallones abruptos y cerritos testigos (Zinck, 1970).

La mayoría de los ríos de las mesas fisiográficas, en particular los de la parte septentrional, como el Aragua y ríos Guarapiche y Amana en su tramo medio, cortan el plano topográfico general en entalles muy profundos. La figura 4.6 muestra este detalle en una imagen Landsat 3D con exageración vertical.

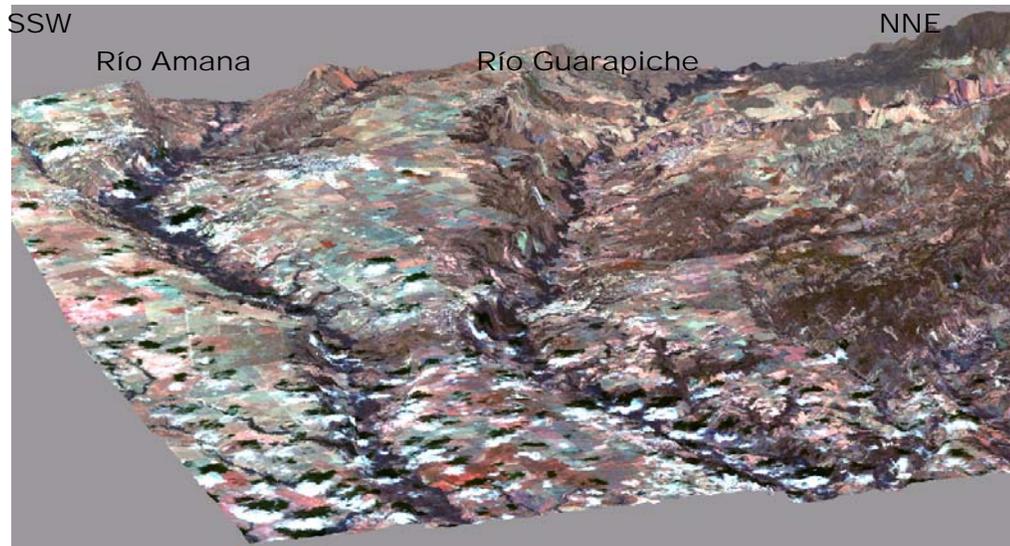


Figura 4.6. Imagen LANDSAT en 3D con exageración vertical (.10) mostrando la ruptura de pendiente por los principales valles

Según Zinck (1970), la altura del escarpe que delimita la margen derecha del valle del Guarapiche de la mesa, varía de 150 m, al pie de la Serranía del Interior, a unos 35 m a la altura de Maturín. En el caso de Amana, el escarpe llega a unos 80 m en el Tejero y 50 m en Santa Bárbara. Al sur de Aguasay, el río Guanipa esta a casi 60 m más bajo que la mesa. Los ríos Tigre y Morichal Largo están a unos 5 a 20 m por debajo del nivel topográfico general. Mas al sur, el río Yabo a 3m.

IV.1.3.7.- Perfil transversal disimétrico de los valles

La mayoría de los valles presenta el margen izquierdo (norte) caracterizado por pendientes suaves, y el margen derecho (sur) siempre representado por un escarpe abrupto, casi vertical. Este contraste se aprecia también al nivel de los depósitos aluviales. El mayor número de niveles de terrazas aluviales se encuentran en la margen izquierda, mientras que la vega derecha es muy limitada, donde muchas veces el río corre al pie del farallón sur. En la margen derecha (sur), el contacto entre el fondo del valle y la mesa es siempre abrupto. En numerosos sitios este farallón esta socavado por las aguas de creciente y

evoluciona por derrumbes locales. En la figura 4.7 se presentan los perfiles transversales de los principales valles y la interpretación de Zinck y Urriola (1970) de los depósitos aluviales y coluviales.

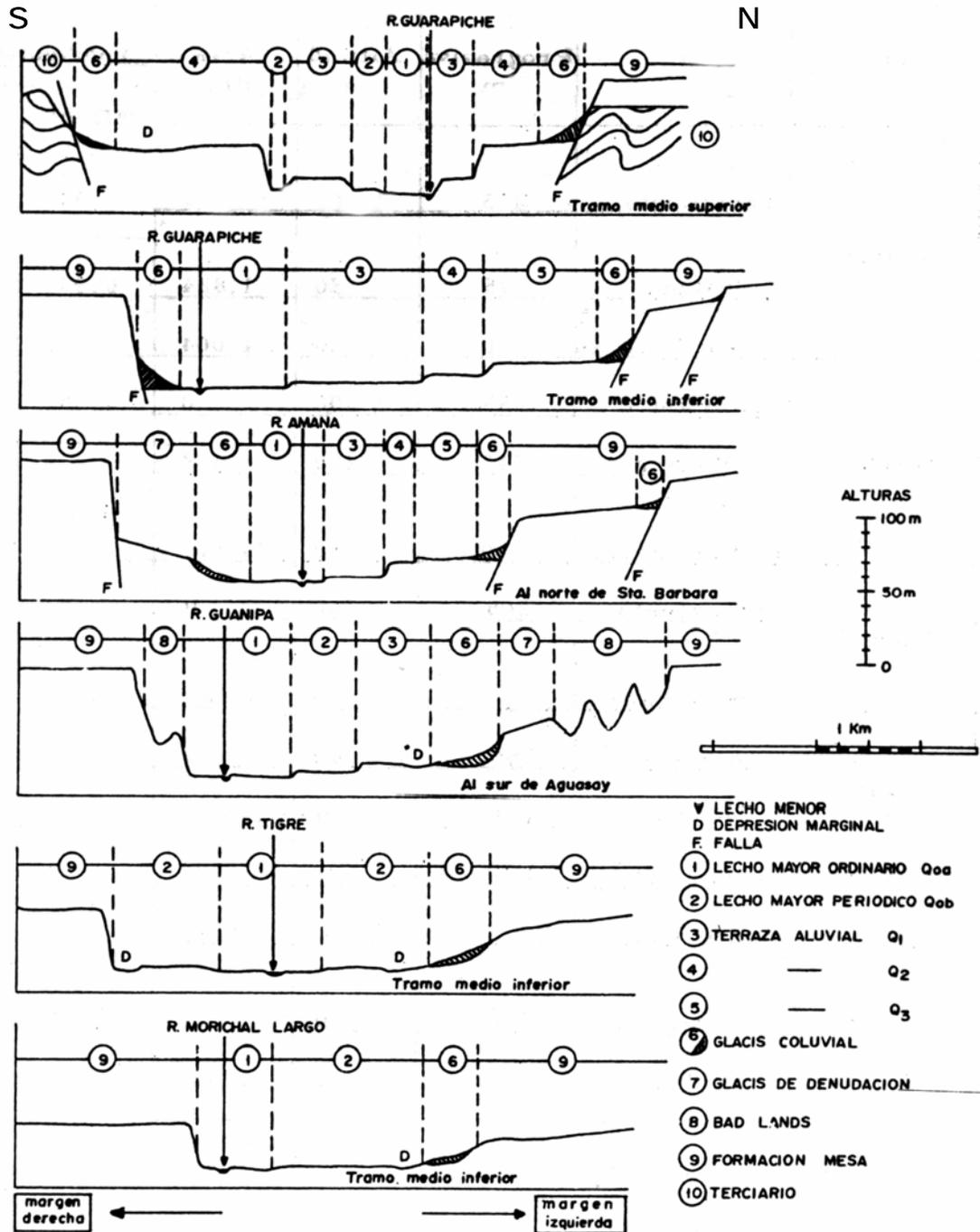


Figura 4.7. Perfiles topográficos transversales de los principales ríos desde el piedemonte hacia el sur (tomado de Zinck y Urriola, 1970)

Dado el carácter general de este estudio, no se pretende tratar la Formación Mesa en torno a su origen o edad. Sin embargo, es necesario conocer lo elemental de su litología dado que ocupa un lugar importante dentro del estudio de superficie y análisis geomorfológico.

IV.1.3.8.- Contacto discordante en la zona piemontina

Al norte de los ríos Amana y Guarapiche hasta la región de Quiriquire, el contacto Mesa – Las Piedras se hace por medio de una superficie de denudación (ver figura 4.8), cuya inclinación es prácticamente la misma que la del plano topográfico general de la mesa. Entre La Toscana y la Orejana, en los cortes de carretera, se puede observar 1m a 1.80 m de cantos rodados de la Formación Mesa, en discordancia angular sobre las arenas y arcilitas grises a pardo amarillentas de la Formación Las Piedras truncada. En los alrededores de Buena Vista, el material de la Mesa ha sido arrastrado por la erosión, pero numerosas colinas (Formación Quiriquire) tienen un tope casi plano, testigos de esta antigua superficie de denudación o de erosión.

En la zona piemontina, la mesa descansa sobre el terciario truncado en forma discordante y por intermedio de una superficie de denudación.

En consecuencia y de acuerdo con A. Zinck y Urriola (1970) “hay que admitir que entre la Formación Las Piedras (Plioceno) y la elaboración de la Formación Mesa (Pleistoceno), transcurrió un importante lapso de tiempo, caracterizado por una predominancia de procesos de denudación”. Además, en esta zona, la Formación Las Piedras es aún marina o por lo menos corresponde a un ambiente de aguas salobres a dulces, mientras que Mesa, totalmente detrítica y terrestre, representa un cambio completo de las condiciones ambientales de formación. Estos dos hechos, cambio de condiciones ambientales y período de intensa erosión post-Pliocena, permiten relacionar la Formación Mesa con el principio del Pleistoceno.

Fig CONTACTO ENTRE SERRANIA DEL INTERIOR Y MESA
(Region de Quiriquire)

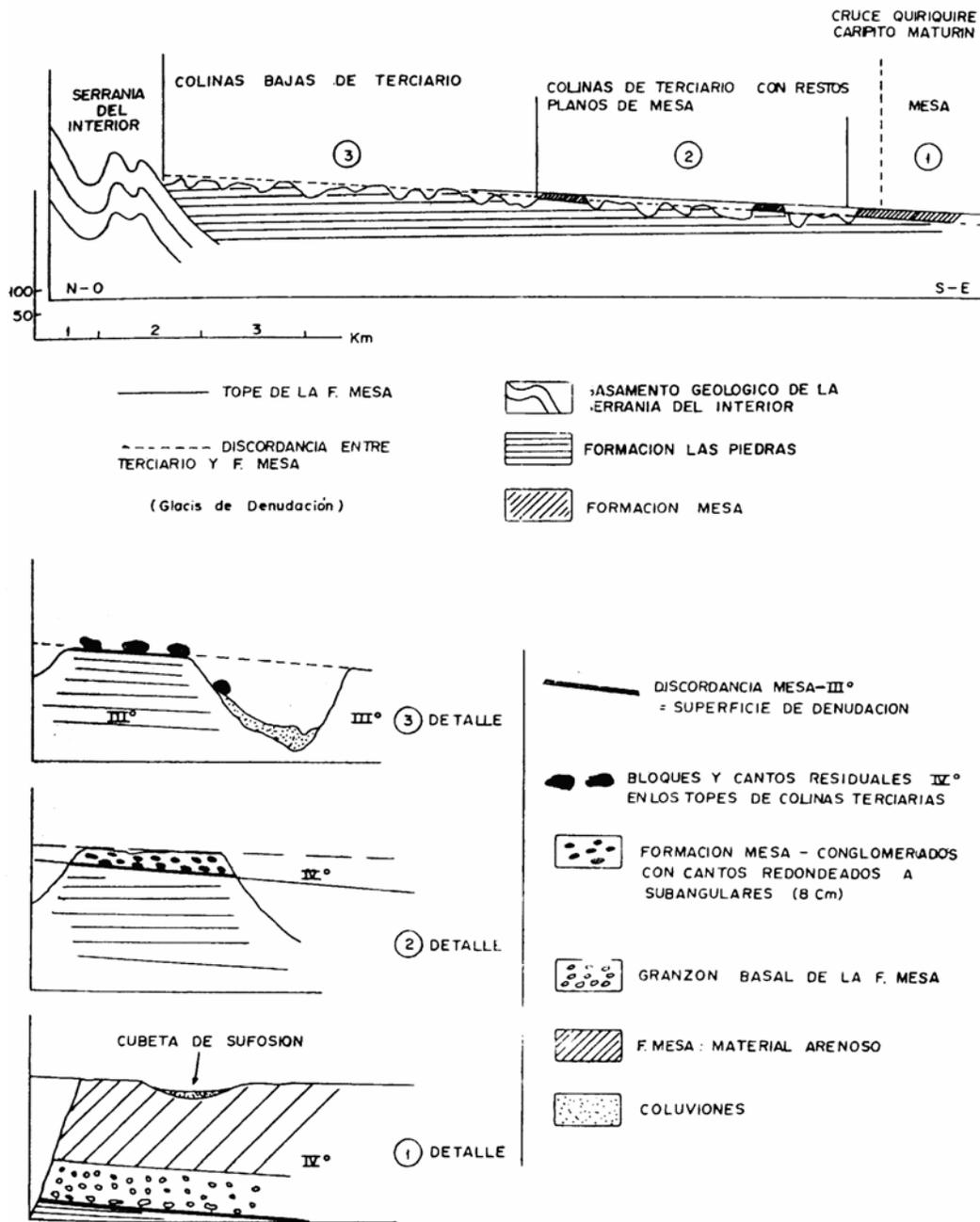


Figura 4.8. Perfil regional mostrando el contacto Mesa - Las Piedras en la región de Quiriquire (tomado de Zinck y Urriola, 1970).

IV.1.3.9.- Relaciones Mesa con depósitos más recientes

En los valles incisos de la Formación Mesa se han podido observar hasta 4 niveles de terrazas aluviales. A la altura de Jusepín, el Río Guarapiche tiene 4 niveles de terrazas encajonados que van del Q₀ hasta Q₃. En los valles de los ríos Aragua y Amana, también se identificaron estos mismos niveles. El Río Tonoro (al sur de la zona de estudio) en su tramo superior, posee los niveles aluviales Q₁ y Q₂, mientras que la terraza Q₃ corresponde a un nivel de erosión. Según Zinck (1970) en la parte meridional de los llanos (ríos Tigre, Morichal Largo y Yabo), los niveles de terraza se limitan a dos, un nivel Q₁ y el lecho mayor de inundación Holoceno.

IV.2.- SISTEMAS MORFOGENÉTICOS

Por efecto de la tectónica y la erosión, la Formación Mesa no aparece en su forma original. Es muy difícil relacionar la topografía actual con formas de acumulación. En realidad eso coincide con un hecho muy general en el mundo: el Pleistoceno ha dejado depósitos y no formas. Las formas, reflejo de los procesos morfogénéticos de la mesa, han sido borradas por la evolución posterior (Zinck, 1970).

Durante todo el Cuaternario actuaron una serie de procesos morfogénéticos, los cuales disfrazando la uniformidad original, dan a los llanos orientales su aspecto actual de mesas altas, a veces escalonadas y limitadas por farallones casi verticales, alternando con vastas extensiones planas a ligeramente inclinadas.

Los sistemas morfogénéticos responsables del aspecto actual de la mesa son los siguientes:

IV.2.1.- Control Estructural (Mecanismos Endógenos)

Zinck y Urriola (1970), definen el control estructural por medio de las deformaciones locales de la tectónica de fallas, manifestado principalmente por la formación de grabens disimétricos caracterizados por una serie de gradas escalonadas y delimitadas por taludes de 5 a 10 m de altura; y por los basculamientos hacia el sur y sureste traducidos en la topografía por pendientes anormalmente fuertes (ver figura 4.9).

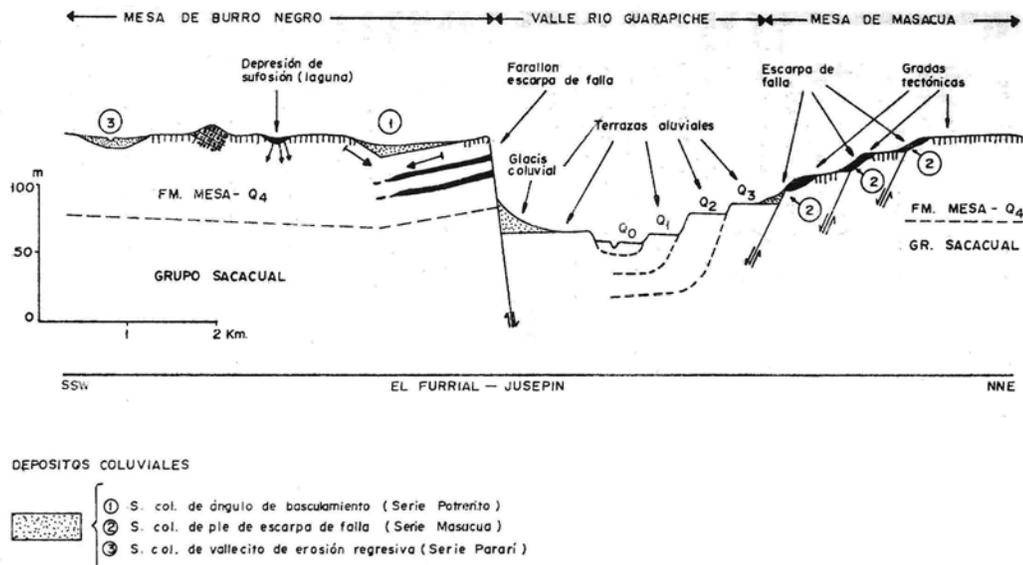


Figura 4.9. Corte esquemático del valle del río Guarapiche según Zinck y Urriola (1970).

Por su parte Singer *et al.* (1998), basados en la cartografía, datos de pozo y perfiles eléctricos (Alvarado 1985, citado en Singer *et al.* 1998), indican que los accidentes señalados por Zinck (1970) deben ser de ángulo relativamente bajo y están asociados con estructuras transportadas imbricadas.

En la figura 4.10 se muestra el mapa de las fallas activas del nororiente de Venezuela y en la figura 4.11 un extracto de la interpretación de Singer *et al.* 1998, de las trazas de los corrimientos frontales activos del piedemonte de la Serranía del Interior Oriental con base en evidencias de actividad neotectónica.

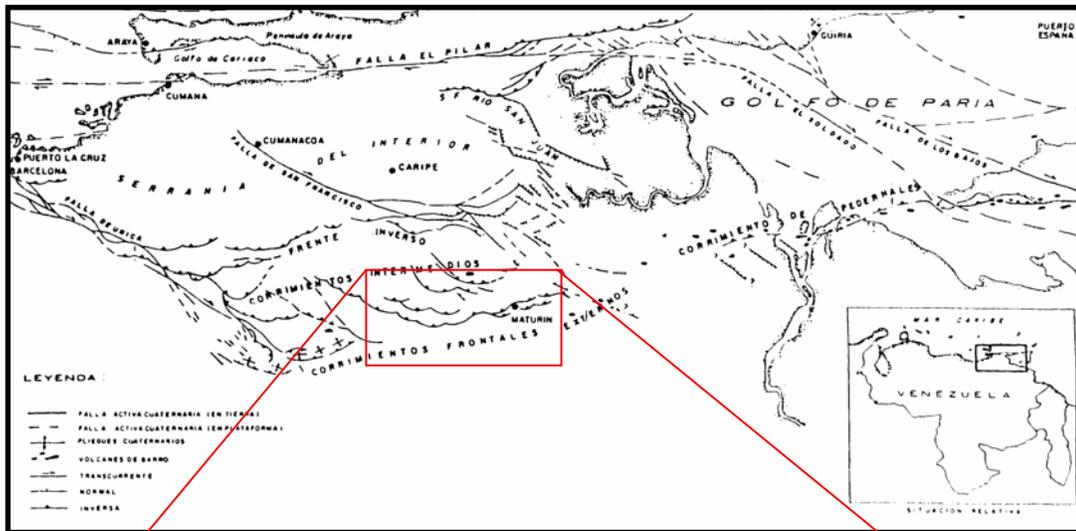
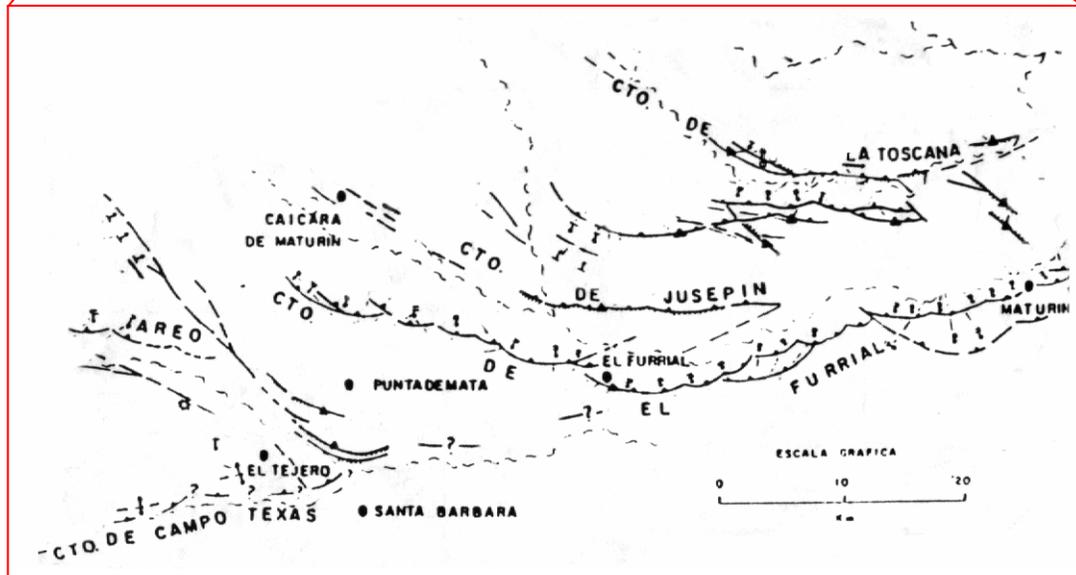


Figura 4.10. Fallas activas en el nororiente de Venezuela (tomado de Singer *et al.*, 1998).



<p>LEYENDA:</p> <ul style="list-style-type: none"> — FALLA CON MOVIMIENTO CUATERNARIO COMPROBADO - - - FALLA INFERIDA CON MOVIMIENTO CUATERNARIO INFERIDO - - - FALLA VO LINEACION PROMINENTE + + PLEGAMIENTO CUATERNARIO (SINCLINAL O ANTICLINAL) ~ CUATERNARIO BASCULADO ^ ESCARPE DE FALLA ME MICRO-ESCARPE (SCARPLET) CON AÑO DE RUPTURA ~ FLEURA CUATERNARIA 	<p>EVIDENCIAS MORFOLOGICAS DE ACTIVIDAD CUATERNARIA</p> <ul style="list-style-type: none"> TA TRINCHERA SP LAGUNA O CIENEGA DE FALLA o MIGRACION DE RIOS ~ CARGANTA EPICENICA NO DIAGNOSTICA ~ DIFULCENCIA NO DIAGNOSTICA ~ CARGANTA DE ANTECEDENCIA 	<p>CARACTERISTICAS DE LOS MOVIMIENTOS CUATERNARIOS</p> <ul style="list-style-type: none"> L/D LEVANTADO / DEPRIMIDO ~ DESTRAL ~ SINISTRAL ~ INVERSO o MENE ~ FUENTE TERMAL o FUENTE SULFUROSA ☆ VOLCAN DE BARRO ~ CUATERNARIO FALLADO o CUATERNARIO NO FALLADO SELLANDO LA FALLA
--	---	---

Figura 4.11. Interpretación geomorfológica según Singer *et al.* (1998), con base en evidencias de fallamiento activo en el área de interés.

IV.2.2.- Control Exodinámico

La siguiente clasificación de los controles exodinámicos es referida por Zinck (1970).

Esgurrimiento Superficial

Por su topografía general llana y la porosidad de su material detrítico la mesa presenta un potencial erosivo relativamente bajo. En la actualidad, producto de la evolución por movimientos tectónicos y oscilaciones bioclimáticas, la topografía es favorable a los procesos de arrastre y vastas extensiones planas colindan con superficies onduladas y regiones disectadas en forma de “badlands”. Esta diversidad de formas se debe principalmente a la actuación de dos procesos morfodinámicos:

Esgurrimiento Difuso

Es el proceso más activo. La casi totalidad de la mesa se comporta como un gran “glacis”. Las partes más altas e intermedias se encuentran truncadas, mientras que el material arrastrado se acumula en las depresiones en forma de “glacis” coluvial.

Erosión Regresiva

Tiene amplitud considerable. Mas del 15% de la superficie se encuentra disectada en forma de bandlands.

Se pueden relacionar algunas formas de erosión regresiva con las oscilaciones climáticas posteriores a la que dio origen a la Formación Mesa, pero la mayoría derivan de los movimientos tectónicos del Q₃ y Q₄. Las principales zonas afectadas por la erosión regresiva corresponden a las áreas tectonizadas.

CAPÍTULO V GEOLOGÍA REGIONAL

V.1.- GENERALIDADES

V.1.1.- Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela y su continuación costa afuera representa una cuenca antepaís Neógena sobreimpuesta en un margen pasivo Mesozoico (Di Croce, 1995). Está limitada al norte por el Piedemonte de la Serranía del Interior Central y Oriental; al sur por el curso del Río Orinoco, el cual sigue aproximadamente el borde septentrional del Escudo de Guayana; al este continua por debajo del Golfo de Paria, abarcando la parte sur de la cordillera meridional de la isla de Trinidad y delta del Orinoco; y hacia el oeste por el Alto o levantamiento de El Baúl (González de Juana *et al.*, 1980) (ver figura 5.1).

Topográficamente se caracteriza por extensas llanuras y una zona de mesas en Anzoátegui y Monagas. Tiene un longitud aproximada de 800 km en sentido este-oeste, un ancho promedio de 200 km en sentido norte-sur y un área total aproximada de 164.000 km², lo que la hace la primera en extensión superficial en Venezuela.

La cuenca es asimétrica con el flanco sur buzando suavemente hacia el norte, hasta que es interceptada por una zona de perturbación tectónica y plegamientos, que constituye el flanco norte. Toda la cuenca se inclina hacia el este de manera que la parte mas profunda esta ubicada al NE, hacia Trinidad.

Basándose en sus características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas, se subdivide la cuenca Oriental en dos subcuencas, subcuenca de Guárico al oeste y subcuenca de Maturin al este. Dallmus (1965, citado en Paredes 2002), utiliza como elemento de separación entre ambas, el llamado Arco de Urica, puramente estructural, asociado al corrimiento de Anaco-San Joaquín-Santa Ana.

V.2.- EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Las deformaciones identificadas en la Cuenca Oriental de Venezuela están estrictamente relacionadas a la interacción entre las placas litósfericas de Sur América, Norte América y el Caribe. La evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede ser dividida en cuatro episodios mayores según Eva *et al.*, (1989); Parnaud *et al.*, 1995):

1. Una primera etapa pre-extensional relacionada a la fase pre-rift durante el Paleozoico, la cual está asociada con las Formaciones Hato Viejo y Carrizal, depositadas en ambientes costeros a neríticos.
2. Una fase extensional o fase de “rift” y de deriva (drifting) durante el Jurásico y Cretácico Tardío caracterizado por grábenes, la creación de la corteza oceánica en el dominio Tetis-Caribe y una discordancia regional. Esta fase está representada por la Formación La Quinta, en el Graben de Espino.
3. Fase de margen pasivo durante el Cretácico-Paleógeno, caracterizado por tres fases transgresivas, desarrolladas de norte a sur, y que culminaron respectivamente en el Turoniense (Formaciones Barranquín, El Cantil, Querecual y San Antonio), Paleoceno-Eoceno Temprano (Formación San Juan) y Oligoceno (Formaciones Merecure, Areo y Carapita)
4. Fase de transformación de la cuenca de margen pasivo en una cuenca *foreland* en el Neógeno y Cuaternario, asociada con el desarrollo de la Serranía del Interior.

En su modelo, Subieta *et al.* (1988) plantean que la evolución tectono-estratigráfica de estas provincias ocurrió en cinco etapas:

1.- Mesozoico Temprano: Un período de tectónica extensional a lo largo del borde norte del continente americano, que produjo fosas y pilares con fallas normales que afectan al basamento y parte de los sedimentos de la cobertura.

2.- Cretácico Tardío a Eoceno Medio: Donde ocurre un episodio pasivo durante el cual el borde norte de América del Sur proporcionó una plataforma relativamente estable que dio lugar a una sedimentación ininterrumpida.

3.- Eoceno Tardío a Mioceno Temprano: Etapa en la cual el ambiente tectónico pasivo del Terciario temprano es interrumpido por la aproximación de las placas de Sur América y Caribe, produciendo el levantamiento inicial en la Serranía del Interior y una depresión al sur que marca el comienzo de la formación de la subcuenca de Maturín.

4.- Mioceno Medio a Tardío: En esta etapa la colisión oblicua entre las placas Caribe y América del Sur produjo una cadena asimétrica de cinturones de corrimientos (fold-thrust-belt), volcada hacia el sur y una cuenca antepaís (foreland) elongada y profunda, paralela al borde sur de la cadena. La sedimentación de esta cuenca fue controlada por su evolución tectónica; sus sedimentos estuvieron sujetos a plegamientos, cabalgamientos y deformación diapírica.

5.- Plio-Pleistoceno: Durante este periodo se intensifica el levantamiento de la cadena y la subcuenca de Maturín se rellena con aportes continentales. El diapirismo alcanza la superficie en algunos casos y finalmente los sedimentos del Pleistoceno son afectados por fallas normales, sumado a la constante migración del frente compresional hacia el este.

V.3.- ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Cretácico-Paleoceno

Comienza con una transgresión generalizada hacia el sur con la acumulación de sedimentos clásticos y calcáreos de plataforma interna de la *Formación Barranquin* durante el Neocomiense-Albiense superior. Representa el horizonte cretácico mas antiguo que se ha podido observar (González de Juana *et al.*, 1980).

El paso de Albiense al Cenomaniense está representado por el contacto entre la *Formación El Cantil* y la *Formación Querecual*. Se caracteriza por una profundización general de los ambientes marinos que alcanzan su máxima extensión geográfica en el Turoniense-Santoniense con la depositación de la *Formación San Antonio* (González de Juana *et al.*, 1980).

Durante el Maastrichtiense, en un período de subsidencia lenta, el influjo de sedimentos fue suficiente para permitir que la costa progradara hacia el norte, depositándose los sedimentos pertenecientes a la *Formación San Juan* de ambiente fluvio-deltaico y litoral (González de Juana *et al.*, 1980).

A fines del Cretácico se reanuda la transgresión depositándose los sedimentos finos de la *Formación Vidoño* fundamentalmente lutíticos de ambiente nerítico exterior (González de Juana *et al.*, 1980). Durante el Cretácico se tiene una sola fuente, el escudo de Guayana, zona persistentemente positiva. Esto queda evidenciado por el tipo de clástico depositado, areniscas cuarzosas de grano subredondeado, con alta esfericidad, lo que indica una fuente lejana de aporte.

Paleoceno-Oligoceno

La transgresión se reanuda durante el Paleoceno y los mares cubren toda el área alcanzando su máxima extensión. La cuenca comienza a tomar la forma asimétrica y comienza un nuevo periodo tectónico sedimentario evidenciado en la litología de la *Formación Caratas*: areniscas cuarzosas y sublitarenitas de grano

subangular a subredondeado, de baja esfericidad y pobre escogimiento (González de Juana *et al.*, 1980).

Durante el Eoceno Inferior el hundimiento se hizo mas lento, permitiendo la progradación de la costa en general hacia el norte. La sedimentación durante el final del Eoceno y el Oligoceno en la Serranía del Interior se encuentra representada por las Formaciones Los Jabillos (clásticos arenosos de ambientes diversos), Areo (clásticos finos y glauconíticos marinos) y parte de Naricual (clásticos arenosos y pelíticos de ambientes fluvio-costeros y marino someros). (González de Juana *et al.*, 1980).

Mioceno-Plioceno

Durante el Mioceno, la transpresión de la Placa Tectónica del Caribe sobre la Placa Suramericana ocasionó la deformación del flanco norte de la Cuenca Oriental de Venezuela, e hizo migrar hacia el sur hasta el Mioceno medio, las arenas que llegaban del Escudo de Guayana, al igual que los sedimentos erosionados en la serranía del norte. Las *Formaciones Carapita* y *La Pica* fueron depositadas en esa cuenca desarrollada a principios del Neógeno.

La Formación Carapita (Mioceno Temprano a Medio) representa una invasión marina iniciada desde el Oligoceno y una regresión del mar hacia el Mioceno Superior y se compone en su mayor parte de lutitas marinas ricas en foraminíferos, frecuentemente distorsionadas, interestratificadas localmente en su parte alta con areniscas turbidíticas muy lenticulares (arenas Nodosaria del miembro Chapapotal) de grano fino a grueso y hasta conglomeráticas (Código Geológico de Venezuela, 1997).

Posteriormente a la sedimentación de la Formación Carapita se presentó en el área un levantamiento general, producto de esfuerzos originados en el norte y noroeste que dieron lugar a un fuerte plegamiento de los estratos anteriores. Le sigue al levantamiento un período de severa erosión que elimina los niveles superiores de Carapita (Código Geológico de Venezuela, 1997).

La Formación La Pica (Mioceno Tardío), en marcada discordancia angular sobre la superficie erosionada de Carapita, representa el más importante desarrollo sedimentario en el área. Consiste en una alternancia de lutitas y arenas limosas depositadas en un ambiente marino somero transgresivo (Código Geológico de Venezuela, 1997).

La línea de playa en tiempos de la Formación La Pica sufría etapas de transgresión y regresión durante y después de la sedimentación, y el rejuvenecimiento periódico de altos y bajos en el fondo marino ejerció un efecto notable en la distribución y el espesor de los sedimentos. Se observan, por lo menos, dos discordancias intraformacionales muy extendidas en el sector suroeste del área. La fuente principal de los sedimentos de la Pica se encontraba al oeste, y los agentes distributivos corresponden a corrientes litorales que depositaban una sección más arcillosa hacia el este.

La Formación La Pica en el área de Jusepín se adelgaza rápidamente y se acuña sobre la discordancia mayor pre-La Pica en el norte o sobre el corrimiento anterior de Pirital. Las capas individuales de areniscas y lutitas de la formación también se adelgazan hacia el norte; las areniscas desaparecen hacia el sur y el este por transición a lutita o por erosión en discordancias intraformacionales (Código Geológico de Venezuela, 1997).

El llamado “bloque alóctono de Pirital” es un cuerpo de arenas y lutitas, sobrecorrido desde el noroeste, con un buzamiento de 40°, antes de la sedimentación de La Pica. El espesor del bloque disminuye hacia el sureste. Consiste en lutitas negras, limolitas, cuarzo libre, areniscas calcáreas o cuarzosas, pirita, carbón, restos de plantas. Su ambiente de sedimentación original es talud superior con intervalos de plataforma interna y corrientes turbidíticas (Código Geológico de Venezuela, 1997).

Plioceno-Pleistoceno

Se depositan los sedimentos de textura fina con ambiente fluvio-deltaico de la

Formación Las Piedras y localmente cambian a clásticos gruesos y conglomeráticos de ambiente continental a piemontino de la *Formación Quiriquire* (González de Juana *et al.*, 1980).

Pleistoceno

El ambiente de sedimentación es fluvial y paludal, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este, al igual que el actual delta del Orinoco. Los sedimentos de la *Formación Mesa* constituyen depósitos conglomeráticos de capas horizontales, formando extensas mesas fisiográficas (González de Juana *et al.*, 1980).

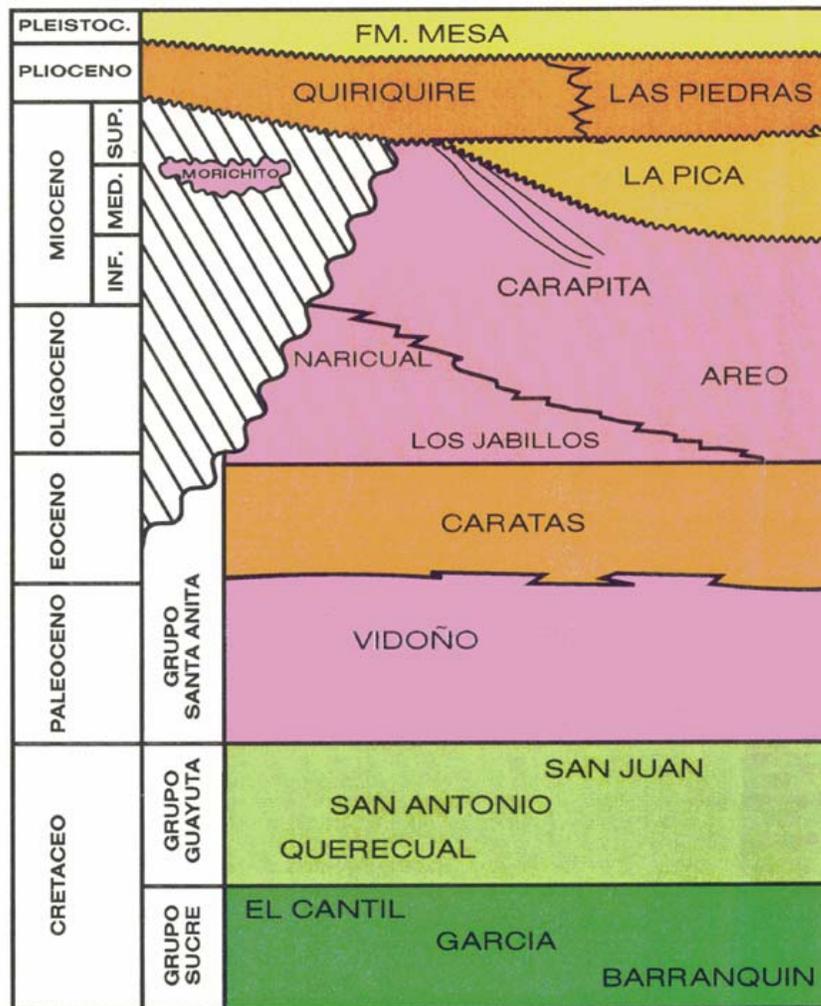


Figura 5.2. Columna Estratigráfica del norte de Monagas (tomado de Salvador, 1958 en TOGV).

V.4.- MARCO ESTRUCTURAL

Las mayores estructuras existentes en la parte norte de la Subcuenca de Maturín y la Serranía del Interior son el sistema de fallas de Pirital y Los Bajos, El Pilar, San Francisco, y el frente de deformación; las cuales están asociadas a la interacción entre las placas Caribe y Suramericana (Figura 5.3).

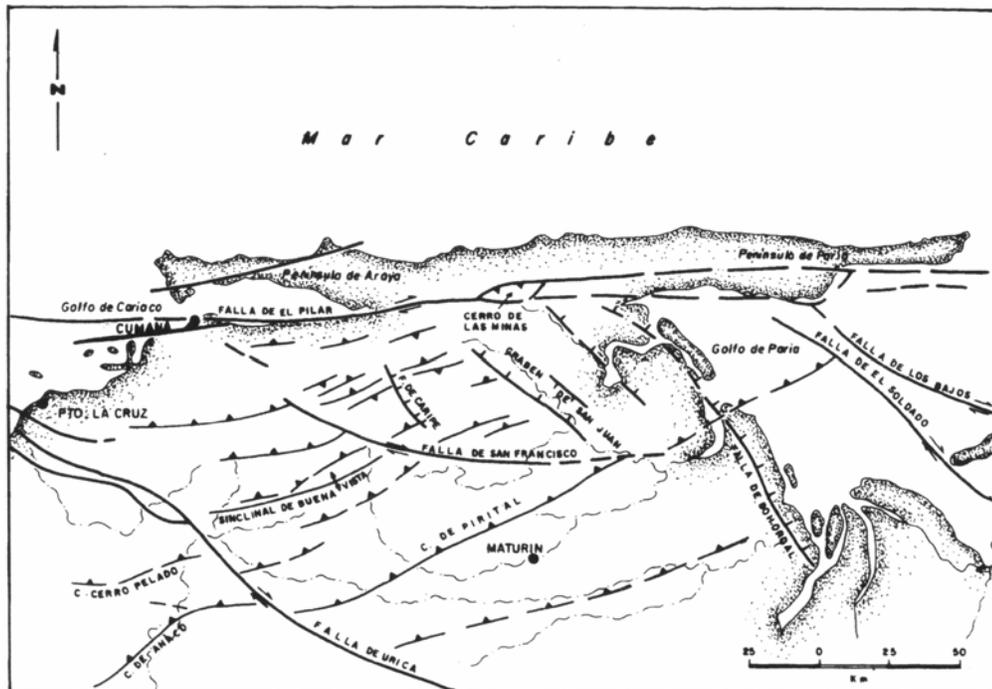


Figura 5.3. Mapa Estructural de la región nor-oriental de Venezuela (modificado de SUBIETA *et al.*, 1988)

De acuerdo con los estudios de configuración estructural, AYMARD *et al.* (1990), han subdividido a la subcuenca de Maturín en tres provincias de la forma siguiente:

- 1.- Provincia Compresional, representada por la Serranía del Interior Oriental;
- 2.- Provincia de Deformación Frontal, representada por el piedemonte de la Serranía;
- 3.- Provincia Extensional; representada por la Subcuenca tipo antepaís de Maturín.

A continuación se describen sus principales elementos tectónicos regionales:

V.4.1.- PROVINCIA COMPRESIONAL

La Provincia Compresional posee como mayores elementos estructurales, pliegues concéntricos de gran escala que tienen orientación preferencial N70° E; corrimientos y fallas paralelas a dichos pliegues (AYMARD *et al.*, 1990). Los principales elementos tectónicos regionales presentes son:

V.4.1.1.- La Serranía del Interior

González de Juana *et al.* (1980) describen la Serranía del Interior como una secuencia sedimentaria plegada y fallada, con vergencia hacia el sur. Limitada al norte por la zona de falla transcurrente de El Pilar. La Serranía se extiende desde la zona de falla de Urica al oeste, hasta el Golfo de Paria al Este. Su extensión meridional está cubierta por sedimentos de la Subcuenca de Maturín.

En este sistema montañoso se observa el mayor número de formaciones aflorantes de la cuenca oriental (desde el Cretácico hasta el Reciente; ver figura 5.4).

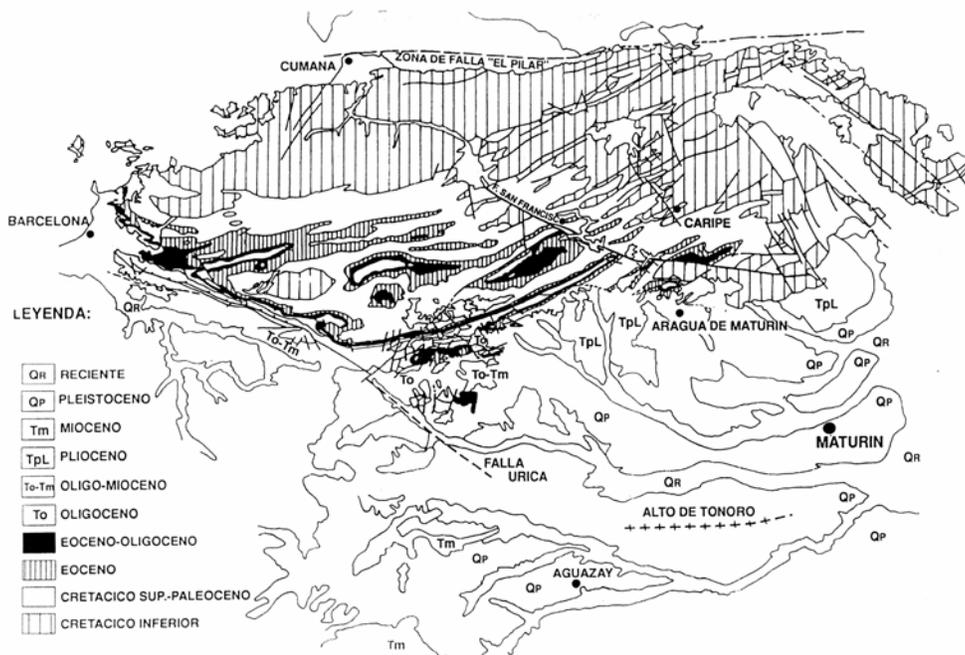


Figura 5.4. Mapa geológico esquemático de la Serranía del Interior (tomado de Bellizzia *et al.*, 1976 en Chevalier, 1991)

La Serranía puede ser dividida de acuerdo a Murany (1972, en Vivas *et al.*, 1985), en tres bloques seccionados por las fallas de San Francisco y Urica, denominados: bloques de Caripe, Bergantín y Santa Rosa, ubicados de este a oeste respectivamente.

Rossi (1985) describe como franja meridional de la cadena, al gran anticlinorio de pliegues volcados hacia el sur, con ejes de dirección N70° truncados al suroeste por el Sistema de Fallas San Francisco-Quiriquire. Incluye, junto a Subieta (1988), un gran accidente normal de dirección N150° -La Falla de Caripe- y algunas fallas menores de igual dirección en sistema “de desgarre” al momento del plegamiento.

Chevalier *et al.* (1995) resumen la geodinámica en movimientos transcurrentes, plegamiento y cizalla tangencial.

Di Croce (1995) agrupa los estilos estructurales como pliegues asociados a despegues, fallas inversas y fallas transcurrentes. Estos pliegues tienen vergencia sur, formando sinclinales y anticlinales; entre las fallas inversas se encuentra la fallas de Manresa y la falla de Pirital; entre las fallas transcurrentes se encuentran la falla de Urica, la falla de San Francisco y la falla de Los Bajos.

Hung (1997) enmarca la Serranía dentro de cuatro elementos: a) La falla de El Pilar al norte; b) El complejo de fallas inverso de Pirital (N70°E) al sur; c) La zona de falla de Urica de rumbo no-se al oeste; d) La zona de falla de Los Bajos al este.

El sector está caracterizado por altitudes que disminuyen progresivamente hasta el valle de La Falla de San Francisco-Quiriquire. Esta disminución de altitud está parcialmente ligada a la inmersión de los ejes de pliegue hacia el sur-oeste.

El estilo estructural es plegado. Al noreste los pliegues son “en caja”, no así al sureste. Cada anticlinorio en caja está seguido de un sinclinal abierto que converge

hacia el suroeste en un solo anticlinal cilíndrico (ver figura 5.5).

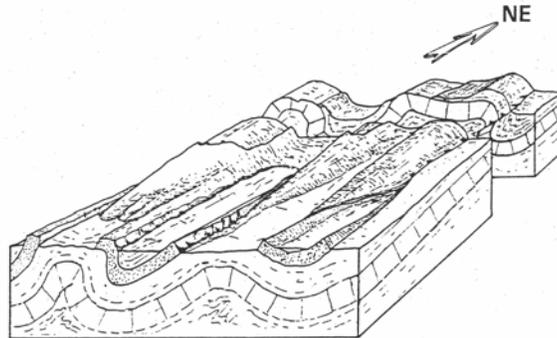


Figura 5.5. Bloque diagramático ilustrando el paso NE a SO de un pliegue en caja a uno no en caja en el sector de San Francisco (tomado de Rossi, 1985)

Según Rossi (1985), dos corrimientos menores puestos en evidencia en la parte norte-oriental de esta zona, evolucionan en pliegue-falla hacia el suroeste. Después se amortiguan antes de detenerse en la Falla de San Francisco. Este sistema se completa con algunas fallas normales de dirección N20°.

El Borde Meridional de La Serranía está limitada al norte por el gran sistema de falla curvilíneo de San Francisco Quiriquire y al sur por los rellenos mioceno - plio-cuaternarios discordantes de la Subcuenca de Maturín.

V.4.1.2.- Sistema de Falla de San Francisco – Quiriquire

Según Rosales (1972), este sistema corta la superestructura anticlinal de la Serranía del Interior Oriental desplazando afloramientos que abarcan desde el tope de la Formación Barranquin hasta la Formación Areo (ver figura 5.4 de la página 65). La Falla se considera como transcurrente dextral, pero la compresión diferencial en su extremo este la convierte en un corrimiento de ángulo alto. Se considera como una falla de desgarre con una gran componente horizontal (20 a 30 km). La orientación es N115° en su extremo occidental en la región de Cumanacoa - San Antonio de

Maturín, pero su prolongación hacia el este se arquea y continúa en dirección este-oeste hasta perderse debajo de las series plio-cuaternarias, en el valle del río San Juan (Rossi, 1985).

Vivas *et al.* (1985) considera que, debido a cambios en la orientación de los esfuerzos, la terminación sureste de la falla pasa a un corrimiento, tal y como sucede con la Falla de Los Bajos al sur de Trinidad (Bellizzia, 1985)

V.4.2.- PROVINCIA DE DEFORMACIÓN FRONTAL

La Provincia de Deformación Frontal, localizada al pie de la Serranía del Interior, representa un área de transición, entre la provincia compresiva al norte y distensiva al sur. Según Hung (1997), abarca el área comprendida hacia el sur de los corrimientos de Pirital y Quiriquire hasta el frente de deformación y está conformada por un cinturón de plegamiento y expresiones diapíricas en subsuelo, aunque en superficie se evidencia por la presencia de anticlinales paralelos a los corrimientos que evidencian los eventos compresivos del Neógeno.

V.4.2.1.- Morfoestructuras del borde septentrional de la “Provincia de Deformación Frontal”

Rossi (1985) describe las morfoestructuras de esta provincia como sigue:

V.4.2.1.1.- DOMINIO OCCIDENTAL

Corresponde al sector de los ríos Aragua y Guarapiche en su parte piemontina. El estilo estructural es simple. Representa una sucesión de pliegues de dirección N60/70°, asimétricos y algunos volcados hacia el sureste. Estos pliegues afectan una serie de rocas de edad Cretácico Tardío y Paleógeno.

La transición de este bloque con el dominio oriental se hace a través del sinclinal volcado de río Aragua (ver “3” en figura 5.6) y anticlinal de La Paloma o Cerro García (ver “1” en la misma figura). Ambas con direcciones de eje N50°. La

dirección N115° está todavía presente en este sector bajo la forma de pequeños accidentes aparentemente normales en la prolongación del sistema San Francisco y se amortigua contra la estructura del anticlinal de Pico García.

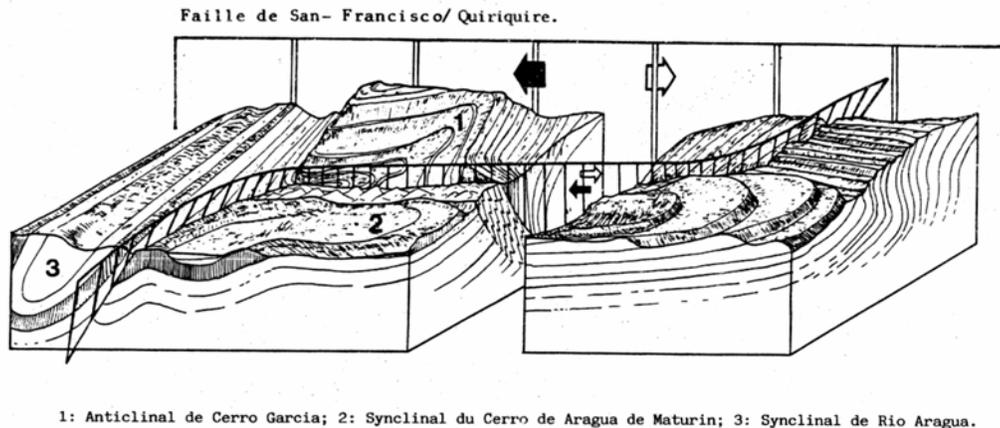


Figura 5.6. Bloque diagramático ilustrando la morfología de las estructuras en el sector de Cerro García – Piedemonte de la Serranía. Rumbo del dibujo: s-n (Tomado de Rossi, 1985).

V.4.2.1.2.- DOMINIO ORIENTAL

Se distinguen esquemáticamente tres grandes estructuras: - Anticlinal de Cerro García (1) - Sinclinal de Cerro Aragua (2) - Anticlinal de Punceres (figura 5.6).

Anticlinal de Cerro García (1)

Es una estructura bien particular si se relaciona con sus vecinas. Presenta cotas superiores a los 1000 m, dominando en 200 m a sus estructuras vecinas. Afecta una secuencia Cretácica Inferior. Forma una gran ensilladura e-o afectada por pliegues N45/50°. El eje de estos pliegues tiene una inmersión de 45° aproximadamente hacia el sur-suroeste. Globalmente tiene aspecto de pliegue en caja muy recto con una charnela oriental y una occidental (ver figura 5.6).

Este anticlinal está limitado al sur por una sistema transcurrente e-o (Falla de Aparicio) con componente vertical moderada, que lo separa del sinclinal de Cerro

Aragua. Este sistema evoluciona tanto al este como al oeste en corrimientos de dirección N70°. Al oeste termina en el flanco oriental del sinclinal de Río Aragua. El anticlinal de Cerro García está cortado al norte por el sistema de falla de San Francisco - Quiriquire.

Sinclinal de Cerro Aragua (2)

Forma un gran sinclinal colgado y abierto con orientación e-o “grosso modo”, aunque se encorva hacia el suroeste y noreste en sus extremidades. El eje occidental inmerge ligeramente hacia el oeste.

Anticlinal de Punceres

En el área de Punceres se encuentra un conjunto de anticlinales y sinclinales que afectan una serie de edad Cretácico Inferior, orientados N50/70°. Se observan fallas inversas. Una de ellas de vergencia noroeste.

V.4.2.1.3.- Génesis de las estructuras del sector Pico García

Las direcciones estructurales del bloque de Pico García se presentan anómalas comparadas con la tendencia estructural de la cadena. No obstante, su génesis está ligada al cambio de dirección de la falla de San Francisco. Rossi (1985) trata de explicar esta estructura en dos etapas (ver figura 5.7 de la siguiente página):

1° Etapa. Bajo el efecto de esfuerzos regionales se desarrolla el plegamiento de dirección N70°, cortado oblicuamente por el sistema transcurrente N115°. La estructura nace probablemente sobre una flexura, típica de las deformaciones frágiles y dúctiles dispuestas en echelon (Soulas, 1984 en Rossi, 1985).

Un corrimiento vergente al sur junto con la flexura creada, permite compensar parte del movimiento transcurrente (y de cupla cizallante implicada). La forma de lomo y su flexura determina las direcciones de tendencia este-oeste.

2° Etapa. La transcurrancia progresa hacia el este-sureste, pero se encorva y pasa por el norte del lomo formado de Cerro García, donde se trunca la terminación (futuro anticlinal de Quiriquire).

Este nuevo brazo este-oeste absorbe una parte del movimiento, sin embargo, el ángulo formado con el brazo transcurrente incipiente, induce una compresión en la prolongación de éste, es decir, sobre la estructura de Cerro García. Esta compresión se traducirá en un desarrollo más pronunciado del cabalgamiento, iniciado durante la primera fase (bajo la misma compresión), seguido por una evolución de la transcurrancia, en donde la dirección era globalmente e-o, ahora será oblicua a la compresión. Este accidente estará acompañado de una deformación menos fuerte bajo la forma de una flexura local que exagerará la dirección este-oeste inicial. Al mismo tiempo, o más tarde, el anticlinal de Cerro García (que está entre dos fallas transcurrentes) será plegado siguiendo una dirección N50°. El pliegue formado en “echelon” corresponde a un pliegue de segundo orden (Rossi, 1985).

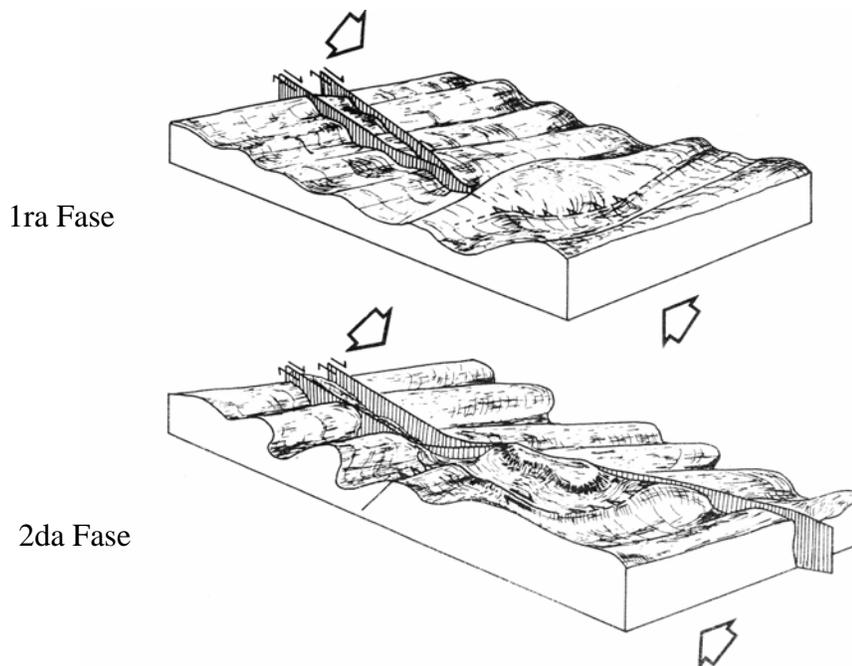


Figura 5.7. Bloques diagramas ilustrando la instalación de la falla de rumbo de San Francisco-Quiriquire y de las estructuras asociadas (Tomado de Rossi, 1985)

V.4.2.2- Corrimiento de Pirital

Esta estructura comienza al este de la falla de Urica y continúa hasta alcanzar la falla de San Francisco (Rod, 1959). Rosales (1972) menciona que hacia el este la falla de San Francisco se confunde con el corrimiento de Pirital, el cual no constituye el límite sur de las fallas de corrimiento en superficie, y coincide aproximadamente con los campos de Santa Bárbara, Jusepín y Quiriquire, donde localmente emplaza al Cretácico sobre el Mioceno (Vivas *et al.*, 1985).

Di Croce (1995) considera a este fallamiento como el mayor elemento tectónico del subsuelo y le asigna un desplazamiento vertical de unos 4 a 5 km y un desplazamiento horizontal de unos 20 a 30 km.

Méndez (1999) define este corrimiento como un frente tectónico alóctono de la Serranía del Interior debido al cabalgamiento observado en secuencias Cretácicas-Terciarias y lo describe como un plano de cizalla que próximo a la superficie presenta un buzamiento de 50-60° hacia el norte.

Aunque esta estructura constituye un rasgo de suma importancia para el estudio de las fallas de corrimiento en la cuenca oriental, no representa el mayor rasgo compresivo hacia el sur, ya que el corrimiento frontal se localiza decenas de kilómetros más al sur.

V.4.2.2- Corrimiento Frontal

Singer *et al.* (1995) la definen como una franja de aproximadamente 40 km de ancho con vergencia general al sur e intenso fallamiento invernal con una orientación oso-ene asociada al plegamiento de la Serranía.

Estas estructuras de bajo ángulo se conectan con fallas transcurrentes de orientación no-se que actúan debido a la reactivación o conservación del movimiento hasta edad cuaternaria.

V.4.3- PROVINCIA EXTENSIONAL

La Provincia Extensional situada al sur, comprende la subcuenca tipo antepaís de Maturín restringida por el frente de deformación al norte-noroeste. Para Hung (1997), el lado sur de la provincia se distingue por fallas normales involucradas con la deformación y posible subsidencia del basamento; además estas fallas tienen sobreimpuestas fallas lítricas que afectan las rocas neógenas.

Se encuentra un conjunto de fallas normales que González de Juana *et al.* (1980) consideran la característica estructural más destacada de este flanco. Renz *et al.* (1963), en González de Juana *et al.* (1980), sugieren que la causa de estas fallas fue la formación de una faja de articulación o flexión que se encontraba bajo tensión lo cual desencadenó en fallas normales. Zeuss y Lena (1983), citado en Paredes (2002), mencionan que el conjunto de fallas del sur se puede dividir en tres sistemas, el primero de rumbo N70°, el segundo de rumbo N140° y el tercero de rumbo N20°; todas con un buzamiento que varía entre 30 y 50°. El origen de las mismas se debe, según los autores citados, a dos factores principales: a) acción y forma del basamento, el cual tuvo movimientos ascendentes, a veces graduales y en otros violentos, especialmente en el Mioceno Tardío y Plioceno; y b) La subsidencia de la cuenca durante el tiempo de sedimentación de la Formación Oficina generó fallamiento casi al mismo tiempo que se efectuaba la depositación de los sedimentos.

En la figura 5.8. de la página siguiente, se aprecia el corte estructural regional integrado del frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y Subcuenca de Maturín, tomado de Nely y Rives (2001).

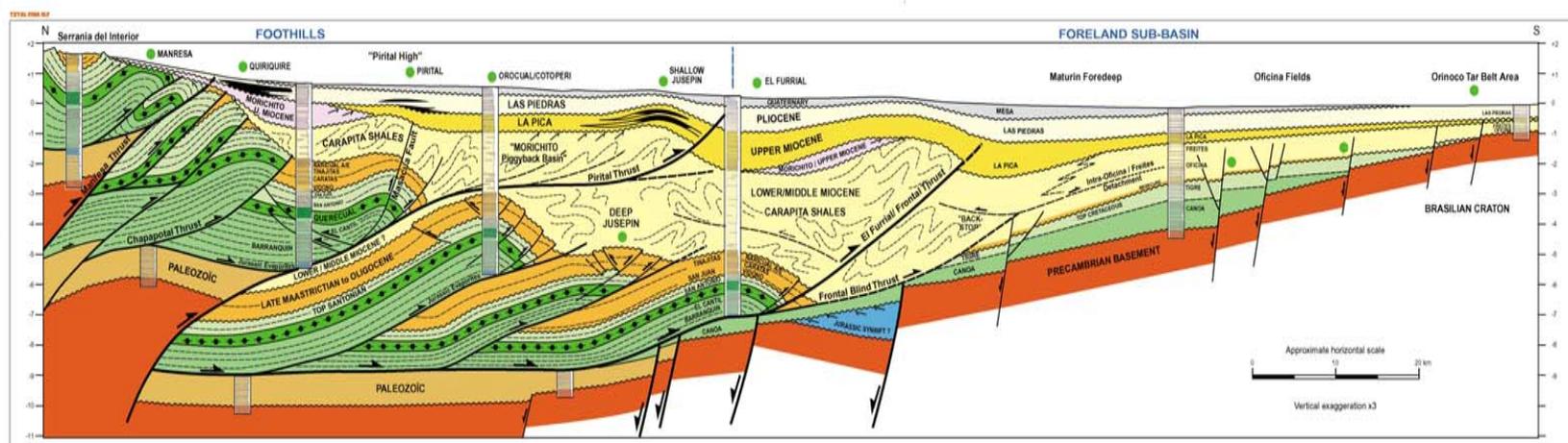


Figura 5.8. Corte estructural regional integrado del frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y Subcuenca de Maturín, tomado de Nely y Rives (2001).

CAPÍTULO VI

GEOMORFOLOGÍA LOCAL

Las observaciones geomorfológicas están basadas en las evidencias de deformación sobre los depósitos cuaternarios y pleistocenos, tanto en el piedemonte de la Serranía como en la parte norte de la cuenca.

Estas observaciones se realizaron tomando en cuenta las características que presentaban estos depósitos en términos de su disposición superficial y geométrica. De allí, la necesidad de evaluar las terrazas aluviales y la red de drenajes como marcadores sensibles de la deformación.

VI.1.- ESTUDIO DE LA INCISIÓN FLUVIAL DE TERRAZAS POR TECTÓNICA

La formación de terrazas fluviales, va ligada a la variación de las cotas de la tierra emergida. El descenso relativo de la base de erosión, asociado con el alzamiento de la tierra firme o con el descenso del nivel del mar, lleva tras sí la reanudación de la incisión profunda en vista de la necesidad de elaborar el nuevo perfil de equilibrio. El cauce y el valle anegadizo antiguos forman ahora una terraza que se yergue por encima del nuevo cauce, más bajo (Jain, 1980). Los movimientos tectónicos a que está sometido el terreno por el que corre un río, encuentran reflejo asimismo en la forma del corte longitudinal y del transversal del valle fluvial. A continuación, se presenta la metodología empleada para evaluar este nivel de incisión (comunicación personal Beltrand, 2003):

Metodología

Cartografiado de terrazas sobre fotos aéreas y ortofotomapas escala 1:5000.

Delimitación de las terrazas sobre las cartas topográficas escala 1:25000

Estimación de la altura de cada terrazas por medio del GPS y Altímetro.

Recorrido de los ríos para seguir la geometría de las terrazas.

Determinación si hay basculamientos o cualquier deformación.

Análisis de la incisión (la diferencia de cota entre el nivel del río y la terraza)

Dicha metodología fue aplicada en diversos sectores del área de estudio, en los diferentes frentes de corrimientos.

En las cinco figuras siguientes (6.1 - 6.5), se toma como ejemplo el sector Jusepín - La Toscana, para mostrar el cartografiado de las terrazas sobre ortofotomapas escala 1:5000 y parte de la aplicación de la metodología anterior. En la figura 6.1 se muestra el mosaico de las fotografías que abarcan dicho sector; los cuadros de líneas punteadas en color amarillo representan los ortofotomapas evaluados por medio del trabajo de campo y su interpretación respectiva.

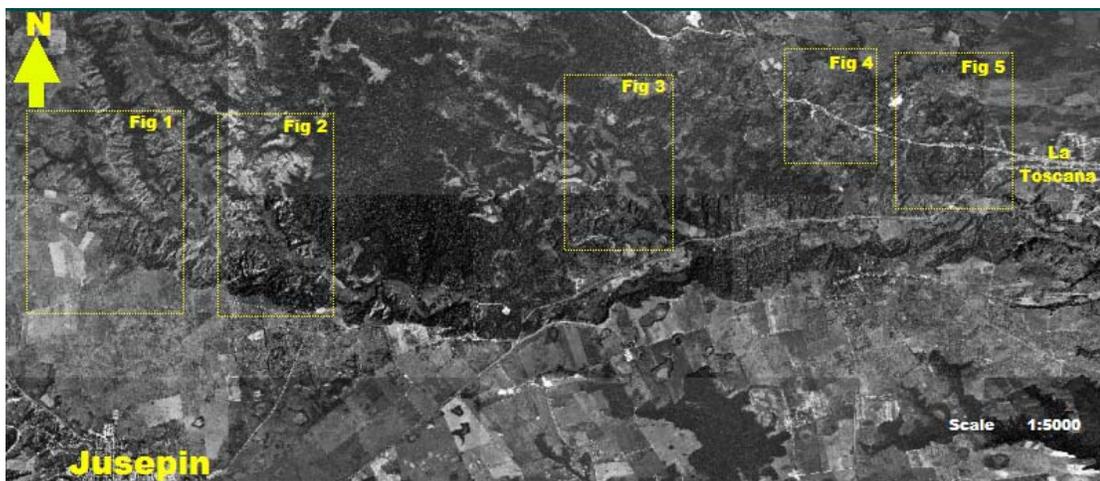


Figura 6.1. Fotomosaico del sector Jusepín - La Toscana, mostrando la ubicación de las figuras 1,2,3,4,5 (en letras amarillas) para el estudio de la incisión de terrazas.

En las figuras, los colores amarillo, magenta, rojo y azul representan la ubicación espacial de cada terraza interpretada visualmente en campo. La edad relativa del cuaternario aumenta con el subíndice ($T_{1,2,3\dots}$, ó $Q_{1,2,3\dots}$) y debe ser comparada con la interpretación escala 1:25.000 de Zinck (1970).

Figura 6.2 – “Fig.1”

En este caso, corresponde al cuadro o figura 1 del mosaico anterior a la izquierda del esquema, en ella, se cartografiaron tres niveles de terrazas aluviales.

La incisión más fuerte de estos niveles se encuentra por debajo de 10 metros.

Hacia el sur de la figura existen evidencias de antecedencia en incipientes paleoterrazas testigo, al oeste de la mesa de Masacua, al norte de Jusepín. Este fenómeno también se aprecia en la Mesa de San Juan y al sur del Río Amana. Los ríos que bajan de la Serranía entran en la mesa con una dirección norte-sur, para después de unos 20 a 30 km de curso, orientarse hacia el este.

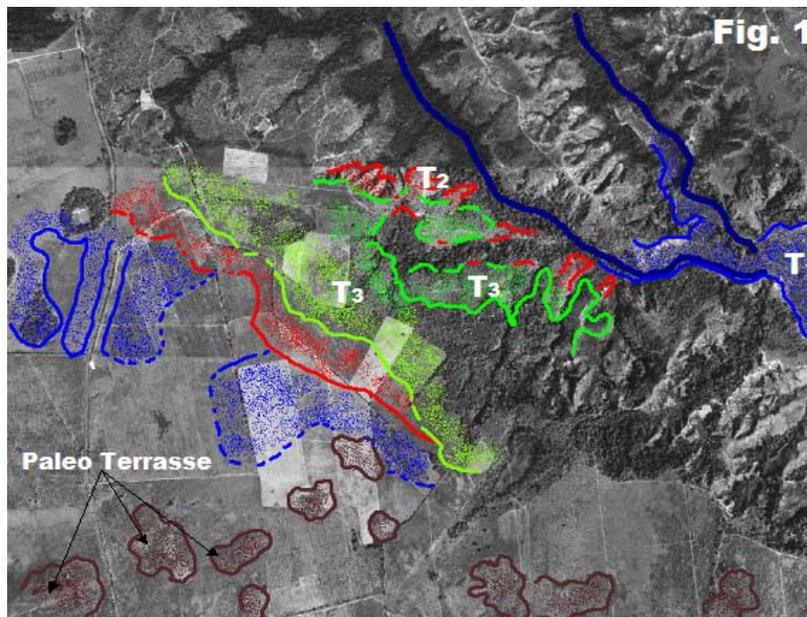


Figura 6.2. Ortofoto correspondiente a la figura 1 (letras amarillas) del mosaico de la figura 6.1. Extremo occidental del sector Jusepín - La Toscana.

Figura 6.3 – “Fig.2”

Un poco más al este del sector anterior, aparece una terraza de nivel 4 (Q₄). Al oeste de la carretera que va desde Jusepín a Paila Chinga, se aprecian “bandlands” producto de los procesos morfodinámicos. El nivel de incisión de estos niveles no supera los 10 metros de altura (ver figura 6.3).

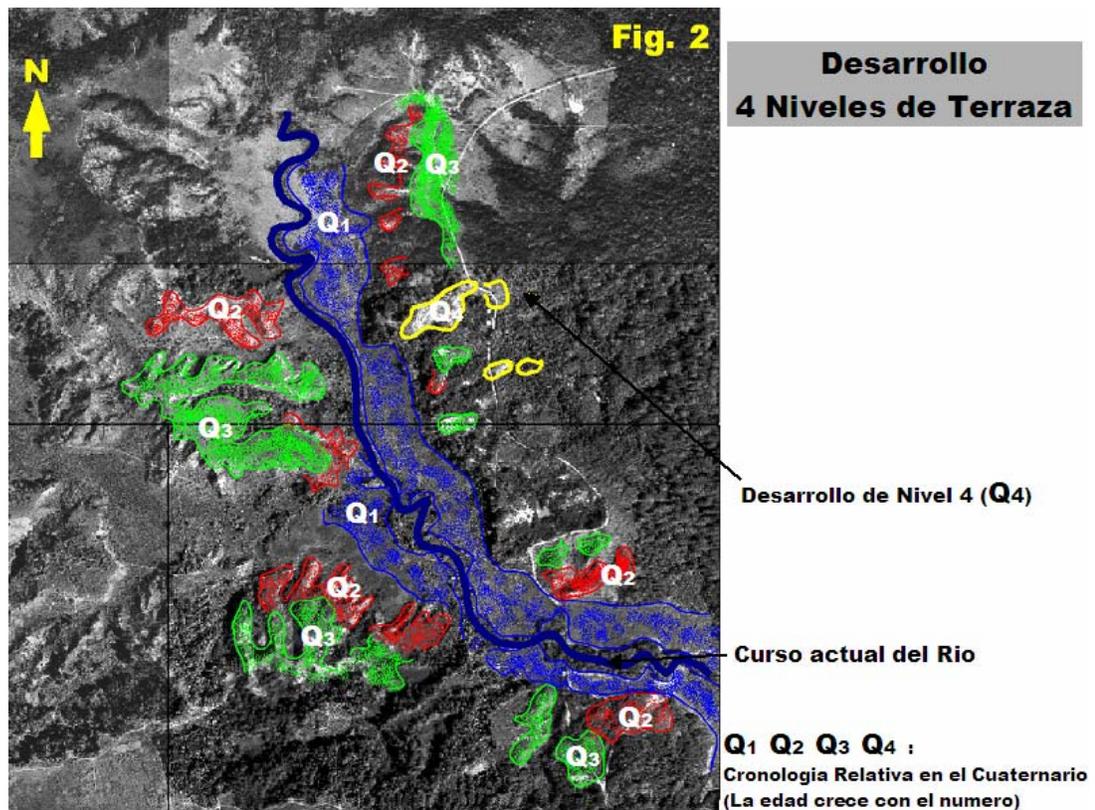


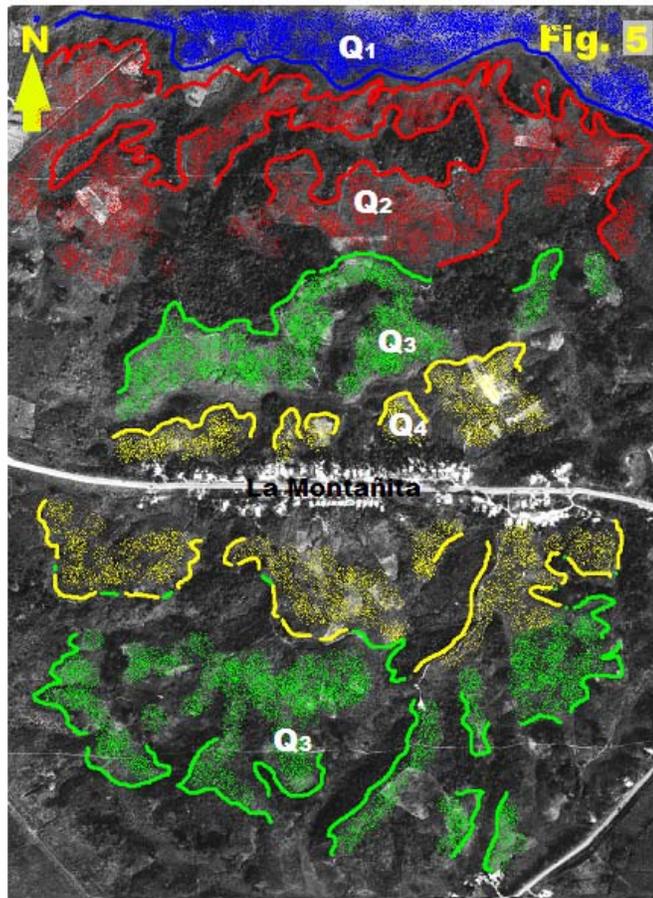
Figura 6.3. Ortofoto correspondiente a la figura 2 del mosaico de la figura 6.1. Extremo occidental del sector de Jusepín - La Toscana.

Figura 6.4 – “Fig.4”

La figura siguiente (6.4) representa una zona donde interactúan a nivel regional el corrimiento de Chapapotal al norte (estudiado anteriormente por las compañías petroleras en los campos de Orocuail) y otro sistema un poco más al sur de La Toscana definido por Singer *et al.*(1998).

Figura 6.5 – “Fig.5”

En el sector La Montañita (figura 6.5), en la carretera La Toscana – Chaguaramal, 500 m hacia el este de la ortofoto anterior, se identifican cuatro niveles de terraza y los niveles más fuertes de incisión. Entre Q₃ y Q₂ existen en algunos casos diferencias de cota de 20 metros



Desarrollo 4 Niveles de Terraza

Q₁ Q₂ Q₃ :
Cronología Relativa en el Cuaternario
(La edad crece con el número)

Figura 6.5. Ortofoto correspondiente a la figura 5 del mosaico de la figura 6.1. Parte oriental del tramo Jusepín - La Toscana.

En el capítulo VIII se analizará qué significado tienen estas observaciones con relación al modelo estructural del área.

VI.2.- OBSERVACIONES MORFOLÓGICAS EN EL FRENTE DE MONTAÑA.

Sistema de Falla San Francisco - Quiriquire

Esta falla, desde Cumanacoa hasta San Francisco, está evidenciada por un importante valle orientado N115°. Pequeños montículos que emergen de la zona deprimida son testimonios de la existencia de al menos dos brazos de falla. Este valle está ocupado por el Lago de El Guamo, donde se aprecian facetas triangulares y algunas lomos desviados (figura 6.6 y 6.7). Entre San Antonio y Guanaguana, el valle se bifurca, hasta el bloque Cretácico Medio expuesto en el Pico García.

A nivel de Guanaguana el valle se encorva progresivamente siguiendo una dirección N95° bien clara (ver figura 6.6).



Figura 6.6. Valle tectónico de la falla de San Francisco – Quiriquire, mostrando el rumbo de la falla de San Francisco y la dirección general de los pliegues N70°. Rumbo de la foto: SO-NE



Figura 6.7. Faceta Triangular, lomo desviado en la falla de San Francisco. Rumbo de la Foto: S-N

Desde Pico García hasta el Cerro El Algarrobo, el valle no es claro. Por unos 5 kilómetros la morfología no permite identificar claramente la existencia de la falla en ese sector. Finalmente, en el extremo oriental de este sector, el accidente es de nuevo bien marcado por un valle recto y poco profundo: el Valle del río Quiriquire (ver figura 6.8).

En la figura 6.8, se presenta una imagen 3D en composición coloreada del borde meridional de la Serranía del Interior Oriental hacia el este (ver cuadro *azimuth* y *pitch* en la esquina superior izquierda). En ésta, pueden observarse las trazas de la Fila Macanillal cortando la falla de San Francisco-Quiriquire al nor-noreste del Cerro García. Este cerro está limitado al norte por la mencionada falla y al sur por la falla de Aparicio. Las flechas de color azul, cian y amarillo representan la ubicación de un observador parado en este punto y mirando en esa dirección. Esto se puede apreciar en las figuras 6.9, 6.10 y 6.11. El marco de cada foto posee el color correspondiente a dichas flechas.

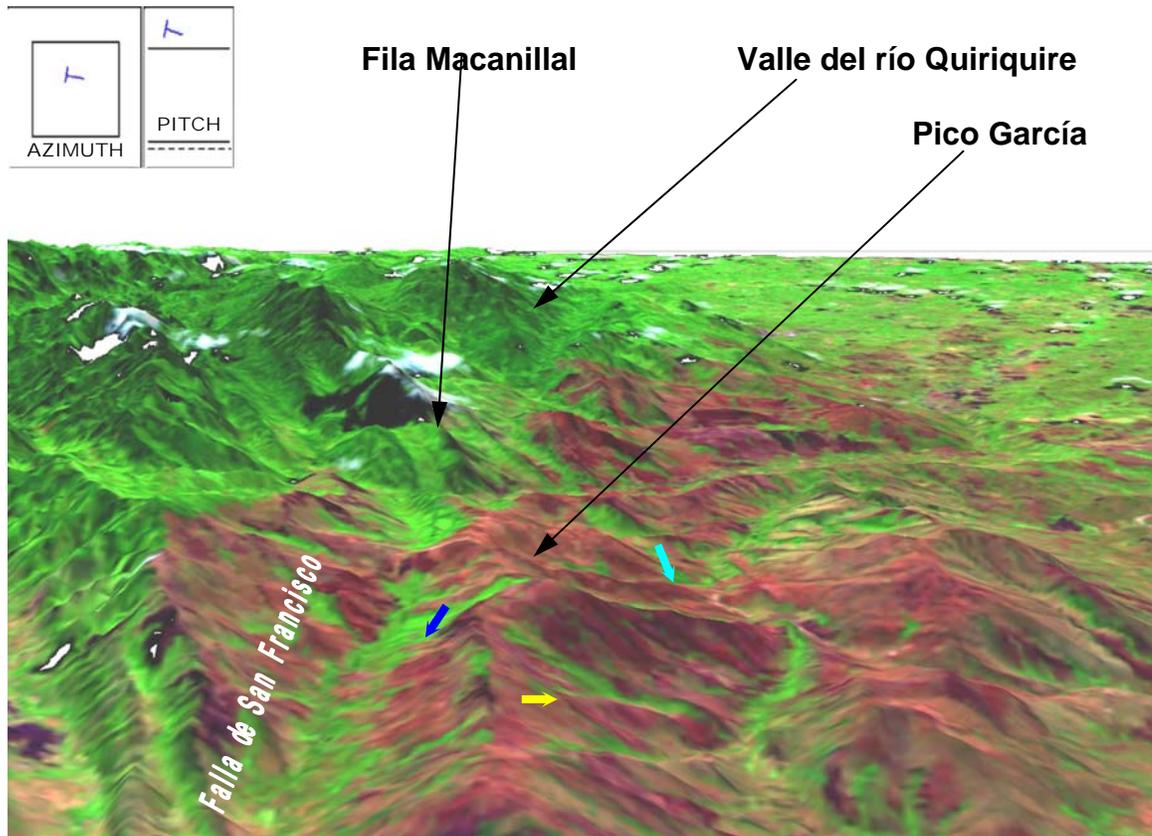


Figura 6.8. Imagen Landsat en 3D, mostrando en primer plano el valle de la Falla de San Francisco cortado por la fila Macanillal. Las flechas de color azul, cian y amarillo representan la ubicación de un observador parado en ese punto y mirando en esa dirección. Esto se puede apreciar en las figuras 6.9, 6.10 y 6.11. El marco de cada foto posee el color correspondiente a dichas flechas

Tanto en la imagen 3D de la figura 6.8 como en las fotografías de las figuras 6.6 y 6.9 puede verse desde Guanaguana hasta el Cerro García el valle lineal de la Falla de San Francisco.



Figura 6.9. Valle lineal de la falla de San Francisco desde El Cerro García hacia Guanaguana. Rumbo de la Foto: ESE-ONO

En la figura 6.10 se aprecia el valle simétrico en corte transversal, entallado y de trayectoria ondulada de la falla de Aparicio, el cual separa el Cerro García (desde donde se toma la foto) del Cerro Taguaya.



Figura 6.10. Valle ondulado de la falla Aparicio desde El Cerro García. Rumbo de la Foto: NO-SE

La expresión morfológica de la misma falla un poco más al este, se aprecia en la figura 6.11. En ésta, el valle es amplio y la trayectoria de la falla una vez que pasa el Cerro García hacia el este es mas sinuosa y su rumbo general cambia de E-O a N70°.



Figura 6.11. Valle ondulado de la falla Aparicio desde el sector Rondón. Rumbo de la Foto: O-E.

El perfil de equilibrio de las terrazas en los casos antes vistos, es correspondiente y aunque existen por lo menos cuatro niveles de terrazas no hay evidencias de deformación tal como basculamientos.

VI.2.1.- EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE FALLAMIENTO ACTIVO EN EL FRENTE DE MONTAÑA

Según Jain (1980), el método de estudio de las terrazas fluviales es uno de los métodos fundamentales de investigación de las manifestaciones de los movimientos novísimos que ocurren en el interior de la tierra firme. En ese sentido, en las siguientes figuras se encuentran las evidencias de deformación reciente sobre la Formación Mesa y los depósitos cuaternarios, halladas por medio del estudio de fotografías aéreas, imágenes 2D y 3D de satélite y en la etapa de campo.

Para facilitar la comprensión espacial de estas observaciones, se ha colocado esta imagen Landsat en 3D y el conjunto de flechas que señalan la ubicación y dirección aproximada de las fotos que se muestran desde la figura 6.13 a la figura 6.19.

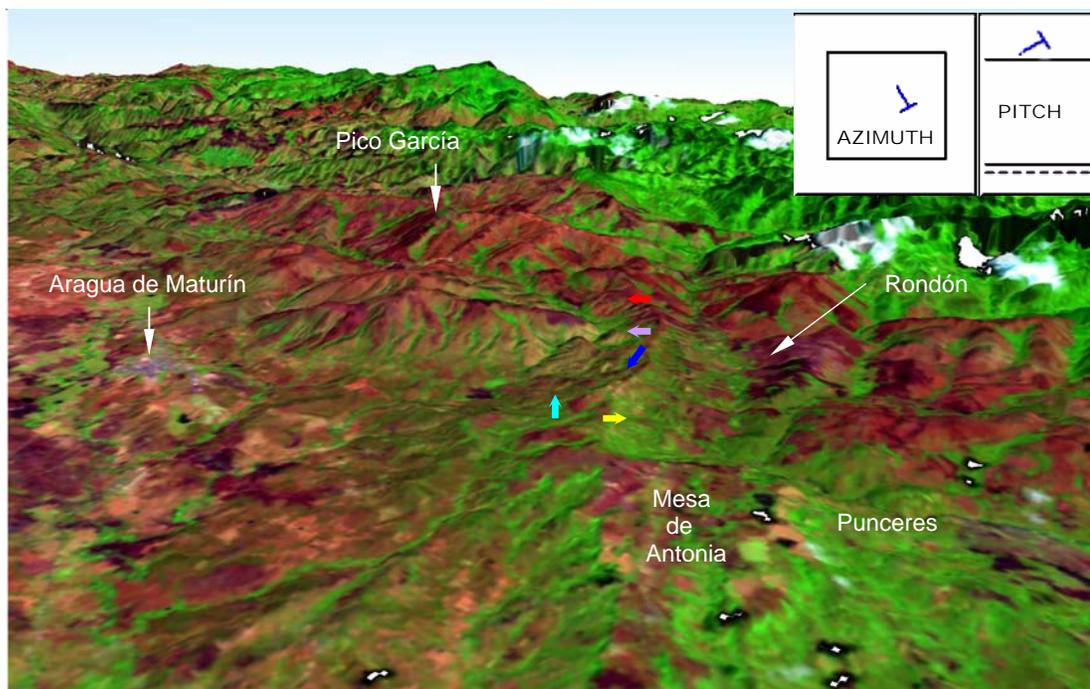


Figura 6.12. Imagen Landsat en 3D del frente de montaña en el sector Mesa de Antonia y Punceres .

Figuras: ↑ 6.13 y 6.19 ↑ 6.14 ↑ 6.16 ↑ 6.17 ↑ 6.19

En las figura 6.13, 6.14, 6.15 se aprecia la deformación de la Formación Mesa y los depósitos cuaternarios de la forma siguiente:

- Sobre una sección de conglomerados de la Formación Mesa, en la carretera que desciende desde Mesa de Antonia hacia Rondón se halla un falla normal N155° con el bloque oriental deprimido en un plano que buza 50°E.
- Basculamiento de las terrazas al pie del anticlinal de Punceres.
- Ligero plegamiento de la Mesa de Punceres (parte derecha de la figura) en sinforme.

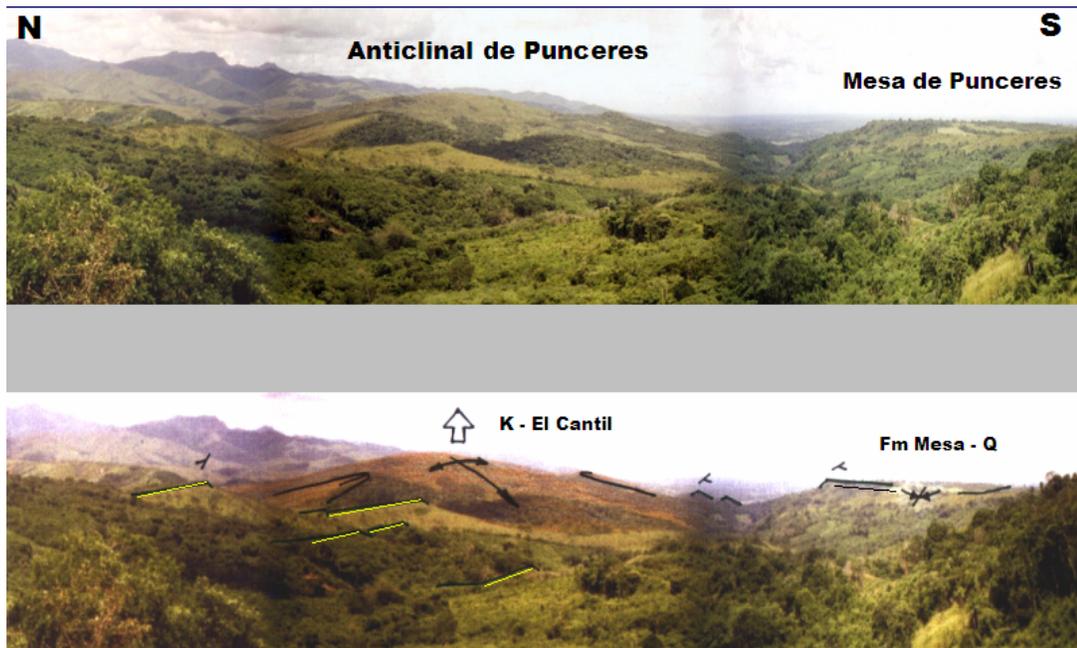


Figura 6.13. Deformación neotectónica en el frente de Montaña de la Serranía del Interior Oriental – Anticinal de Punceres.

- Basculamiento de la Formación Mesa en el Sector Mesa de Antonia hacia el Oeste (ver figura 6.14)



Figura 6.14. Se muestra la deformación de la Formación Mesa en el Sector Mesa de Antonia. Rumbo de la Foto: N-S

- Erosión de la Formación Mesa en el Sector de Mesa de Antonia causado por el levantamiento del anticlinal de Punceres (figura 6.15).

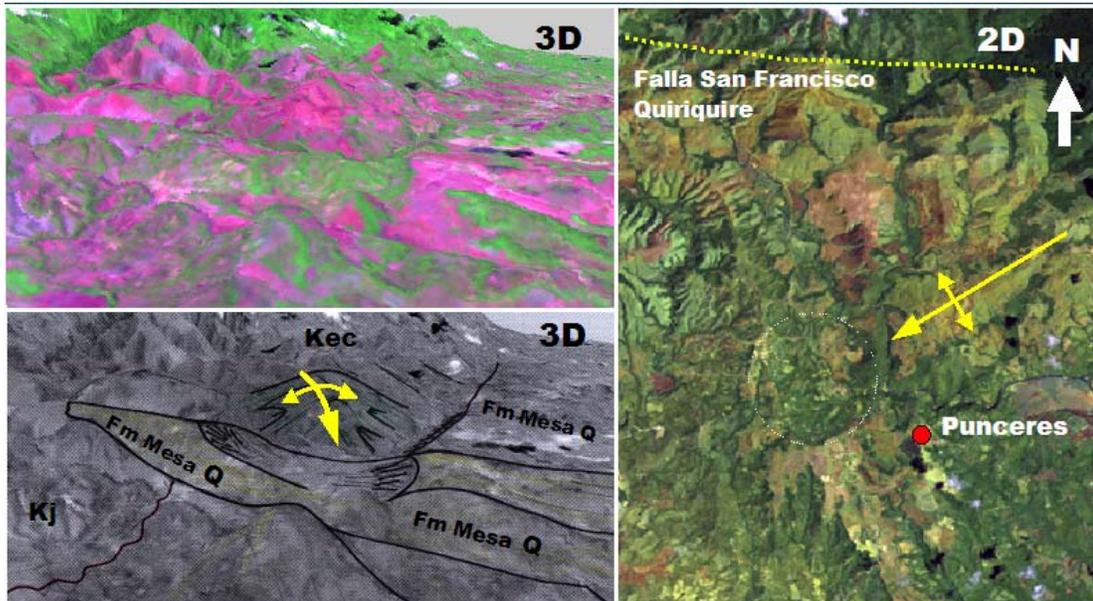


Figura 6.15. Anticlinal 2D y 3D LANDSAT (con exageración vertical 1.8) mostrando neotectónica en el Anticlinal de la Serranía del Interior Oriental – Anticlinal de Punceres.

En la parte norte del sinclinal colgado de Cerro Aragua (al oeste del anticlinal de Punceres) descrito por Rossi (1985), Chevalier *et al.* (1995) y otros, las terrazas están basculadas en sentido contrario al drenaje (figura 6.16). Al sur de esta estructura, existen varios niveles de terrazas (figura 6.17). Si bien la presencia de estos niveles son evidencia del paroxismo de la cadena, más importante aún es diferenciar cómo están distribuidos estos niveles espacialmente. El proceso responsable de esta distribución se buscará dilucidar en el capítulo VIII de interpretación de resultados.



Figura 6.16. Deformación neotectónica en el Sinclinal de Cerro Aragua – Basculamiento de la Formación Mesa hacia el norte.

Las fotos siguientes muestran la distribución y características de las terrazas en la zona media de la Mesa de Antonia; al este, en el Anticlinal de Punceres y al oeste en el Sinclinal de Cerro Aragua.

Las características son las siguientes:

- El perfil de equilibrio en el Anticlinal de Punceres se muestra correspondiente; pasando de 4 niveles a 3 y luego a 2 (norte a sur) en el margen derecho del río del mismo nombre.
- Se hallan basculadas la Formación Mesa y las terrazas aluviales Q_4 y Q_3 .
- En el Cerro Aragua se contaron al menos 5 niveles de terrazas y otros niveles de erosión con fuerte incisión del lado norte.



Figura 6.17. Flanco meridional del sinclinal colgado de Cerro Aragua. 5 niveles de terrazas y otros de erosión ocupan el espacio del anticlinal que daba continuidad a esta estructura hacia el sur. Rumbo de la foto: S-N

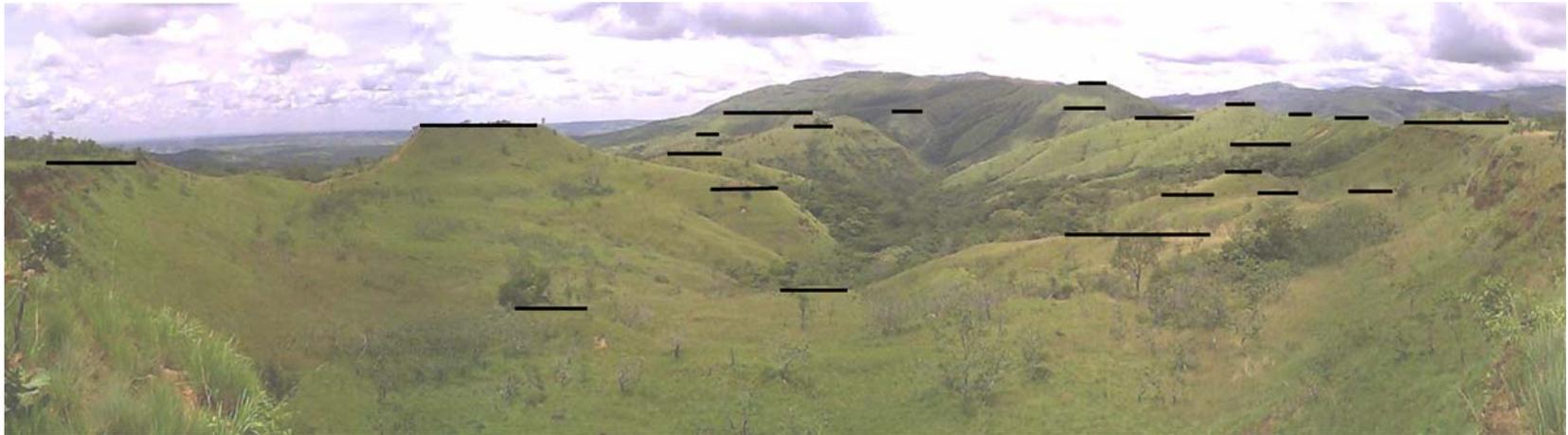


Figura 6.18. Cinco (5) Niveles de Terrazas desarrollados al este del Sinclinal de Cerro Aragua. Rumbo de la foto: E-O



Figura 6.19. Niveles de Terrazas en el borde occidental del anticlinal de Punceres. 2 niveles en la margen derecha del río y el nivel de Mesa en Punceres. Rumbo de la foto: O-E

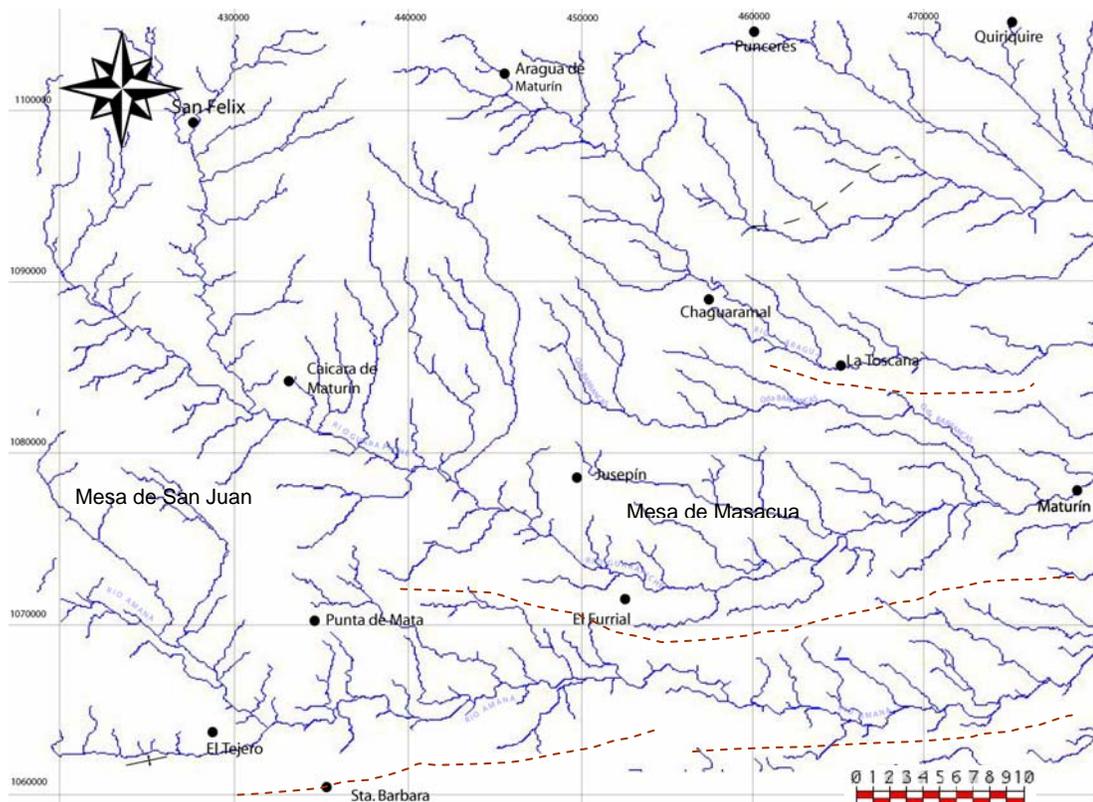
VI.3.- OBSERVACIONES MORFOLÓGICAS EN LA PARTE NORTE DE LA SUBCUENCA DE MATURIN.

El estudio de la red fluvial, en particular, de las terrazas fluviales, del corte geológico longitudinal de los ríos, de la correlación entre los valles y las estructuras de origen tectónico, así como el diseño de la red fluvial en su conjunto, es decir, de la orientación de los valles, de los meandros de los ríos, etc., y por último, de la evolución de red fluvial, sobre todo de los fenómenos de intercepciones fluviales, proporciona materiales sumamente valiosos para poder juzgar sobre los movimientos corticales novísimos que transcurren en el interior de los continentes. Esto se explica por la extraordinaria sensibilidad de las corrientes fluviales de agua respecto a los cambios, incluso muy pequeños, pero de larga duración del declive de la superficie aflorante (Jain, 1980).

Con esta premisa se realiza un estudio de sensibilidad de la red de drenaje frente a las variaciones del relieve:

VI.3.1.- DRENAJES

Existen evidencias de aparente antecendencia al oeste de la Mesa San Juan, al norte de Jusepín y al sur del Río Amana. Los ríos que bajan de la Serranía entran en la unidad de mesa con una dirección norte-sur, para después de unos 20 a 30 km de curso, orientarse hacia el este (figura 6.20). Los ríos Punceres y Aragua tienen esta trayectoria en Punceres y Orocuál respectivamente.



Interfluvio no diagnóstico.

Figura 6.20. Red de drenajes en la parte norte de la Subcuenca de Maturín.

En El Tejero estos canales tienen una dirección norte a sureste. En la mesa del río Guarapiche encontramos una dirección norte-sur hasta aproximadamente la altura de Jusepín, representada en los paleodepósitos testigos de material aluvial al norte de Jusepín. La red actual en este sector la conforman los ríos Jusepín y Barrancas que comienzan con curso norte-sur y son desviados hacia el oeste (río Jusepín) y este (río Barrancas), antes de cortar la Mesa de Masacua. Una disposición similar al río Jusepín se tiene en la quebrada Las Guabinas al sur de Viento Fresco y Caicara de Maturín en la Mesa de San Juan; este tributario del río Amana es desviado de su trayectoria no-se hacia el suroeste.

La altura del escarpe que delimita la margen derecha (sur) del valle del río Guarapiche, varía de 150 m, al pie de la Serranía del Interior, a unos 35 m a la altura de Maturín.

En el caso del río Amana, el escarpe llega a unos 80 m en el Tejero y 50 m en Santa Bárbara. A medida que se aleja del norte, los escarpes, casi subverticales, tienden a desaparecer, mientras los entalles se hacen menos profundos.

VI.3.2.- EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE FALLAMIENTO ACTIVO EN LA PARTE NORTE DE LA SUBCUENCA DE MATURÍN

Las deformaciones locales y regionales están evidenciadas principalmente por escarpes de flexuras y basculamientos que afectan la Formación Mesa desde el piedemonte hasta el río Amana (y Tonoro), describiendo amplias lineaciones oso-ene, cuyas extremidades occidentales se encorvan y conectan con accidentes no-se según un patrón en forma de “boomerang”. Siguiendo la clasificación utilizada por Singer *et al.*, 1998, se pueden dividir estas evidencias en dos grupos: las que se encuentran en los corrimientos frontales intermedios y las que están en los corrimientos frontales externos, ver figura 6.21.

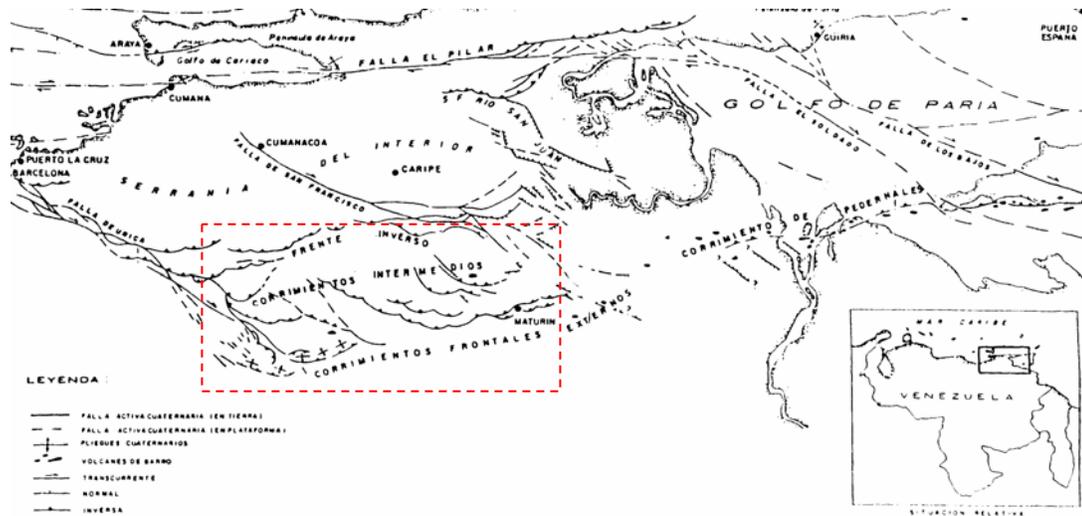


Figura 6.21. Fallas activas del nororiente venezolano (Tomado de Singer *et al.*, 1998)

VI.3.2.1- Evidencias en los corrimientos frontales intermedios

a) Sector Jusepín - La Toscana

Las evidencias de deformación presentes en este sector son:

- Deformación de la Formación Mesa bajo la forma de escarpes de flexura alabeados muy nítidos entre La Toscana y Altos de Castro (vía La Toscana - Aragua de Maturín).
- Al norte del río Aragua en los campos de Oroqual, se encuentra una lineación prominente de escarpes de flexura que se encorvan y atenúan hacia el oeste, en una flexura continua no-se (al noreste de Terronales).
- Se presentan cuatro niveles de terrazas, sin contar el nivel actual de erosión del río Aragua Q₀.
- Controlando el borde meridional de la Mesa de Masacua, entre Sabaneta al este y Bejucales al oeste: Escarpes de Flexura y

basculamiento cuaternario (figuras 6.22-6.24).

- Ondulaciones antiforales y sinforales.



Figura 6.22. Basculamiento cuaternario en el sector de Jusepín - Rucio Viejo. Rumbo de la foto: N-S

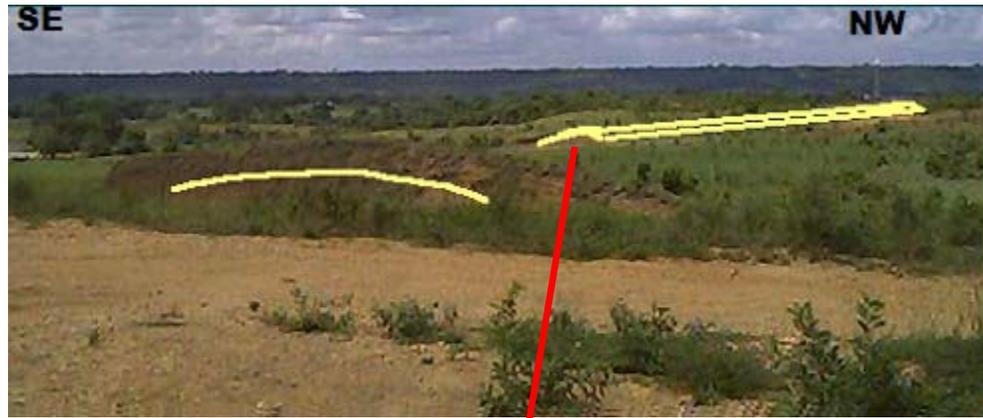


Figura 6.23. Flexura Cuaternaria en el sector Jusepín en la Mesa de Masacua. Nótese la deformación en la capa arcillosa (color más oscuro) dentro de la flexura. Rumbo de la foto: NE-SO



Figura 6.24. Flexura en Jusepín y escarpe de falla degradado. Rumbo de la foto S-N.

A continuación en las figuras 6.25 a 6.27, sobre imágenes 3D Landsat en composición coloreada con exageración vertical, se presenta la ubicación de estas evidencias en forma integrada y un esquema interpretativo de las observaciones geomorfológicos, previamente descritas cercas de Jusepín.

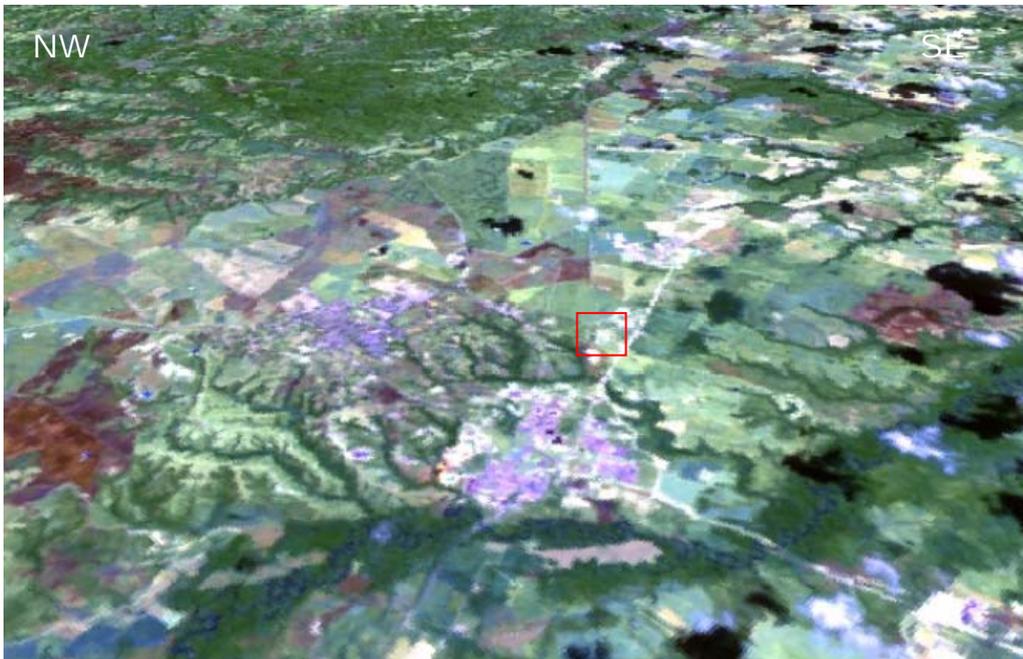


Figura 6.25. Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada del sector Jusepín. El cuadro rojo representa la ubicación de la flexura fotos 6.23 y 6.24 (Rumbo imagen so-ne)



Figura 6.26. Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada del sector Jusepín interpretada. Rumbo imagen se-no.

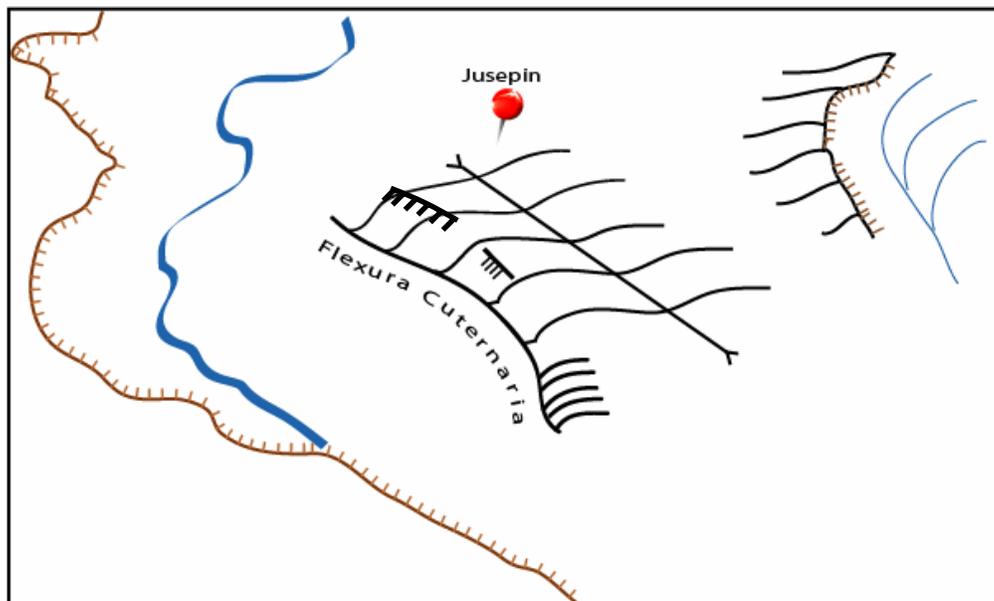
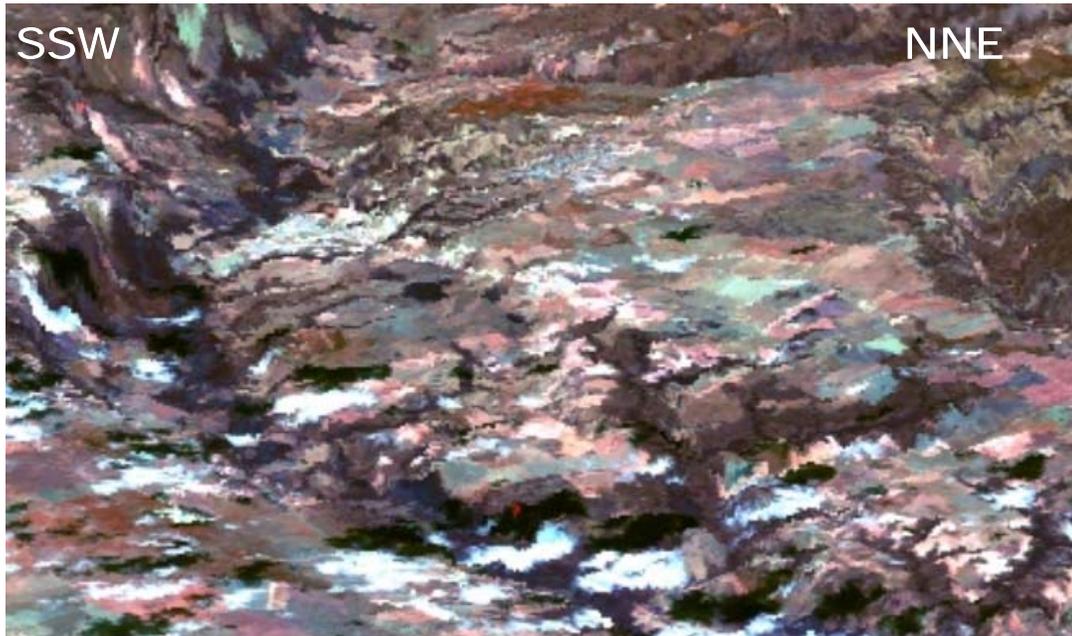


Figura 6.27. Imagen LANDSAT con exageración vertical (factor .05) del sector Jusepín y esquema de elementos básicos en la interpretación. Nótese las ondulaciones antiformes y siniformes.

VI.3.2.2- Evidencias en los corrimientos frontales externos

Las evidencias diagnósticas más externas de actividad reciente que se han logrado establecer en los corrimientos frontales, se ubican entre El Tejero, El Furrial y Maturín, con una probable extensión a Pedernales a través del alineamiento de volcanes de barro, aunque no puede afirmarse con seguridad que se trata de un accidente estructural único, sobre todo si se toma en cuenta el estilo estructural imbricado de estos corrimientos como resultado de su conexión con accidentes transcurrentes no-se. El alineamiento del corrimientos señalado, constituye el límite sur de las evidencias diagnósticas de actividad cuaternaria que se han identificado a lo largo de este tipo de estructuras en dirección del llano oriental y del Delta del Orinoco (Singer *et al.*, 1998). Sin embargo, cartografía detallada sobre imágenes Landsat y Radar revelan lineaciones importantes de algunos ríos como el Tonoro.

Las evidencias han sido agrupadas en tres sectores de la forma siguiente:

a) Sector Punta de Mata (figuras 6.28 y 6.29)

En este sector se encuentra:

- Una flexura uniforme que se extiende desde El Tejero hasta El Furrial siguiendo un rumbo N70°, el cual presenta en algunas zonas escarpes de falla degradados.
- Un domo antiformal muy amplio en el cual se encuentra la población de Punta de Mata y una flexura de rumbo N50° al norte de la traza anterior.

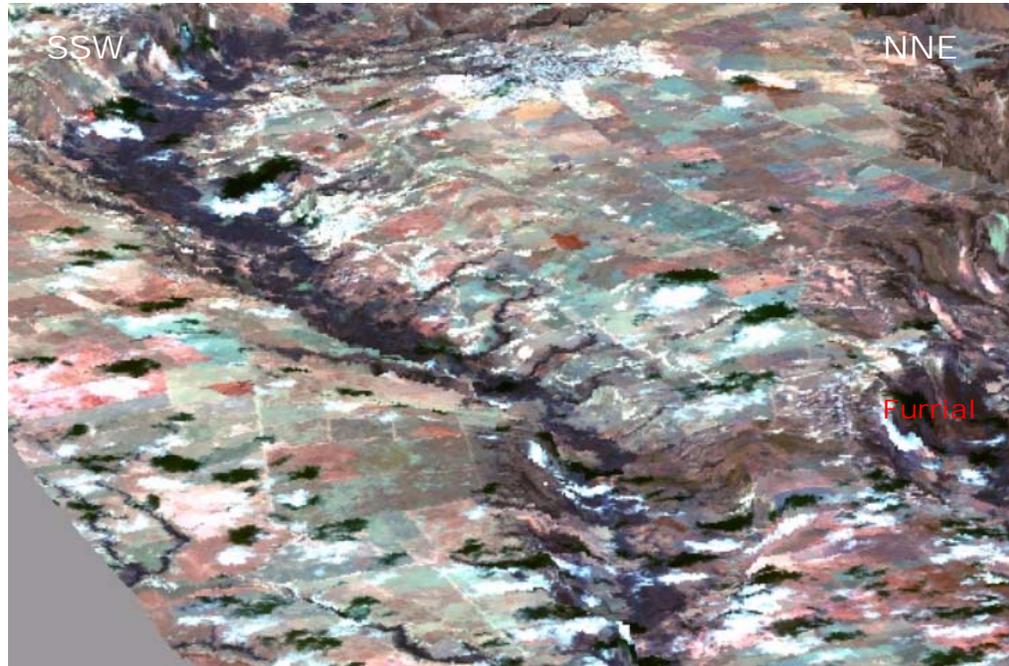


Figura 6.28. Imagen 3D con base LANDSAT en composición coloreada con exageración vertical (factor .02) del sector Furrial y Punta de Mata. Nótese las ondulaciones antiforales y sinforales.

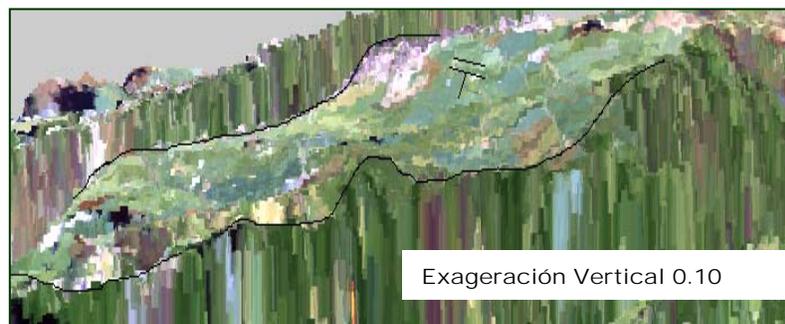


Figura 6.29. Vista SSO con exageración vertical (factor .10) del sector Punta de Mata. Nótese las ondulaciones antiforales y sinforales.

b) Sector El Tejero

La geometría de la terminación suroriental de la falla de Urica, en el sector de El Tejero muestra una alineación de altos antiformes leves y de unos 3 Km de ancho que resulta del abombamiento de la Formación Mesa según un eje OSO-ENE en dirección de El Furrial y que genera ligeros basculamientos hacia Santa Bárbara en la margen derecha del valle del río Amana (figura 6.30).

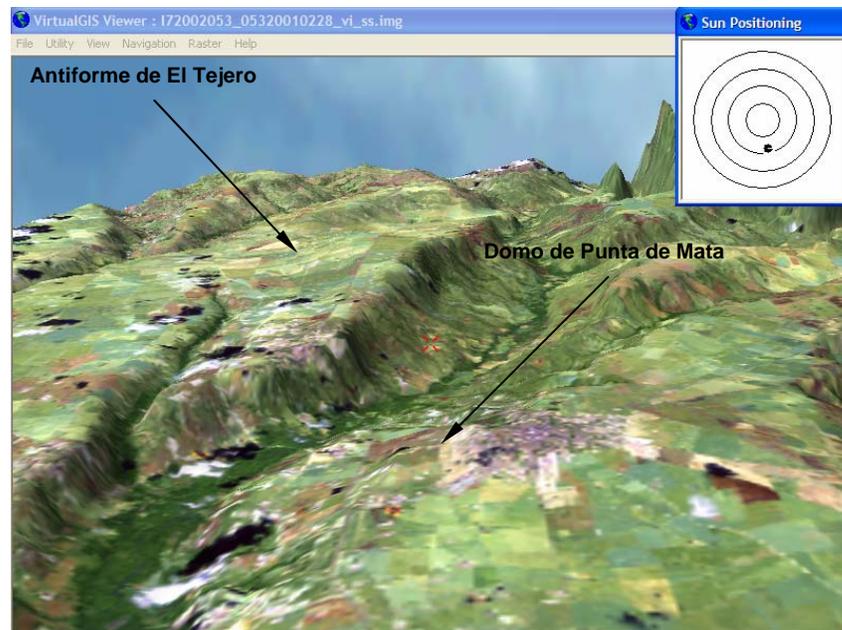


Figura 6.30. Imagen Landsat 3D en composición coloreada y con exageración vertical (factor .15), mostrando el antiforme de El Tejero y de Punta de Mata. Rumbo de la imagen: O-E.

b) Sector El Furrial

En el sector de El Furrial, se observa:

- En el borde norte de la Mesa de Maturín que domina el río Guarapiche, se presenta una inflexión topográfica sistemática hacia el sur, la cual se observa particularmente bien en Maturín y el Furrial.

- Domo antiforme muy amplio sobre el cual se extiende la población de Maturín, así como algunas estructuras menores, como por ejemplo el pliegue antiforme que deforma la Formación Mesa al oeste del Cementerio de El Furrial (Singer *et al.*, 1998). Esta inflexión continúa hacia el oeste y se encorva en progresivas flexuras hacia el noroeste, haciéndose cada vez más sutiles y sólo exagerando la escala vertical en modelos en tres dimensiones se puede seguir con claridad su traza. De esta forma se notan tres sistemas imbricados: Viento Fresco-El Furrial (patrón en forma de “boomerang”), El Tejero-El Furrial (N70°) y Punta de Mata-Bejucales (N50°) (figura 6.31).

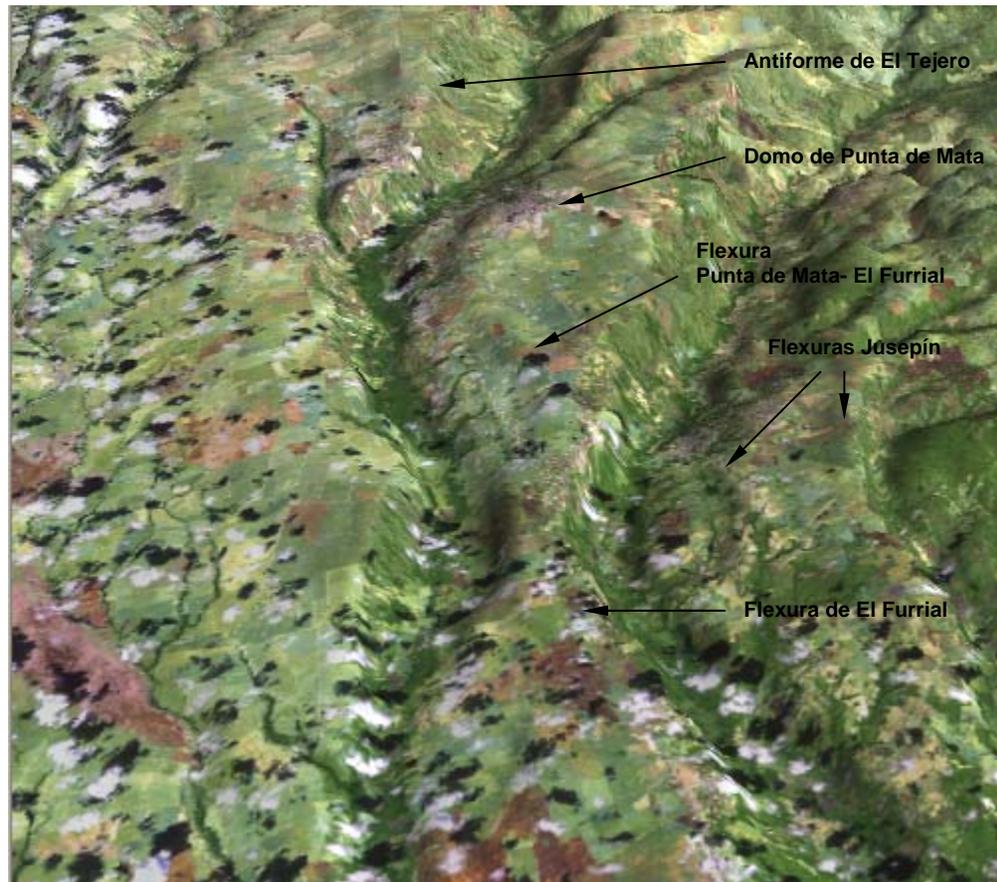


Figura 6.31. Imagen Landsat 3D en composición coloreada y con exageración vertical (factor .15), mostrando las diferentes deformaciones sobre la Formación Mesa. Rumbo de la imagen: O-E.

VI.3.2.3.- Otras Evidencias

Se pueden mencionar las siguientes evidencias complementarias que soportan la presencia de deformaciones cuaternarias:

- La mesa ha sido afectada por basculamientos hacia el sur-sueste que se traducen en la topografía por pendientes anormalmente fuertes. Por ejemplo: en las mesetas de Areo, al sureste de Caicara de Maturín y en la margen derecha del río Amana entre El Tejero y Boquerón de Amana, las pendientes llegan hasta 5%. En la mesa de Masacua hasta 8%.

En la figura 6.32 se destacan estos basculamientos y la disección fuerte al norte de Caicara de Maturín.

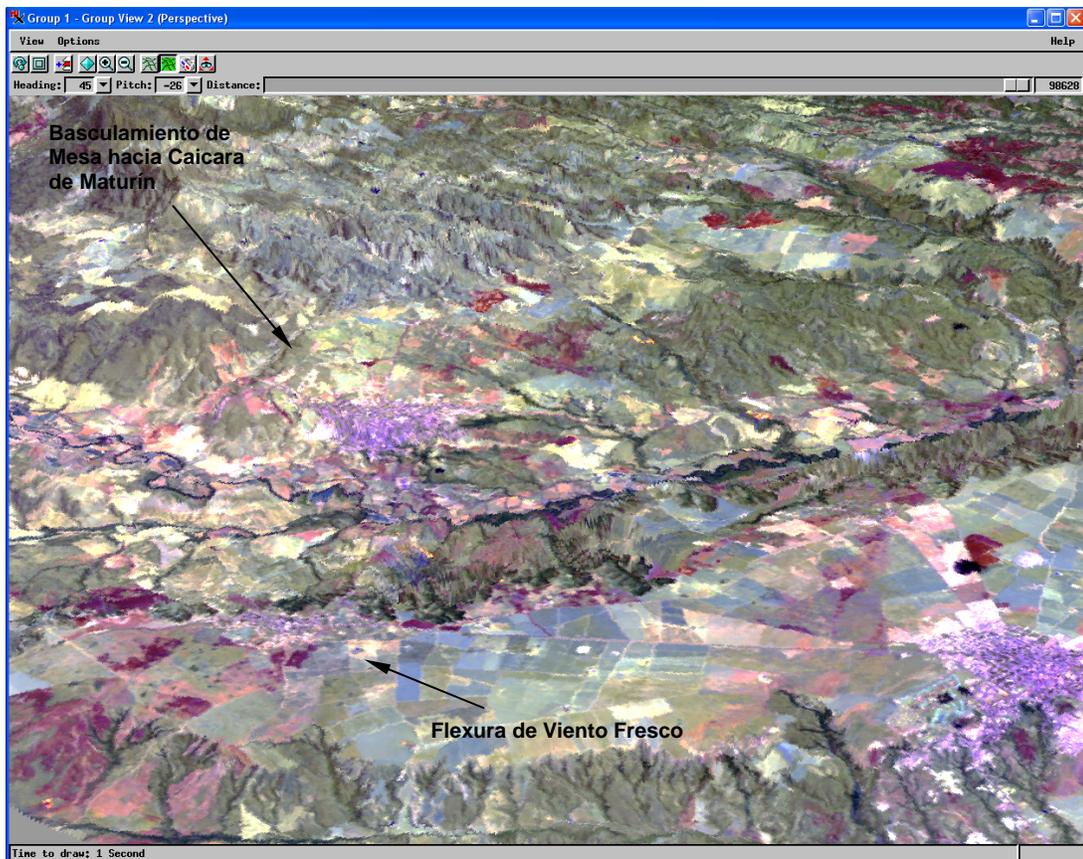


Figura 6.32. Imagen 3D con base LANDSAT, en composición coloreada, con exageración vertical (factor .02), del sector Viento Fresco, Caicara de Maturín y Punta de Mata (de oeste a este). Rumbo de la imagen: SO-NE.

- En la carretera desde el poblado de Caraquita a Caituco se aprecia un escarpe de flexura con cantos cizallados en el plano axial del antifirme (ver figuras 6.33 y 6.34).



Figura 6.33. Basculamiento hacia el norte y flexura en el sector de Caituco. Rumbo de la foto O-E.



Figura 6.34. Fallamiento longitudinal tangencial o en “estrados” en la zona apical de una flexura cuaternaria (Formación Mesa), en el sector de Caituco, al norte de Jusepín. Obsérvese los cantos cizallados y estallados en el plano de Falla.

No se observan estrías en los cantos conglomeráticos, posiblemente por el contenido arcilloso de la matriz.

- Ondulaciones antiforales asimétricas y decamétricas entre Sabanetas y Barrancas en la Mesa del Burro asociado a basculamientos (figura 6.35).



Figura 6.35. Ondulaciones asimétricas decamétricas antiforales en la Mesa del Burro asociado a basculamientos al este de Sabaneta. Arbustos basculados son marcadores de esta deformación. Rumbo de la Foto: S-N.

- Cantos estallados en un afloramiento de Mesa en la carretera Chaguaramal – Orocuai (figura 6.36).



Figura 6.36. Cantos estallados al este de Chaguaramal asociado al Corrimiento de Chapapotal

- Diapiros de Arcilla deformando la superficie, al sur de Maturín. En la zona del norte de Monagas han sido reportadas otras emanaciones de fluido.



Figuras 6.37, 6.38, 6.39. Expresión superficial de diapiros al sur de Maturín.

Si bien, en trabajos anteriores se pensaba que la deformación neotectónica tenía como límite los basculamientos del río Guarapiche y parte del río Amana, es necesario destacar que en un corte de carretera antes de llegar a Santa Bárbara, las capas se encuentran con un buzamiento acentuado hacia el sur y en la margen sur y norte del río Tonoro las capas de conglomerados parecen buzarse alejándose del curso del río, mostrando un ligero abombamiento con un eje axial en la trayectoria del río. En cartografía digital detallada se aprecia un gran interfluvio entre los ríos Amana y Tonoro y un paralaje de los tributarios que siguen canales $N70^\circ$ aproximadamente (ver figura 6.31, parte izquierda de la imagen).

CAPÍTULO VII GEOLOGÍA LOCAL

Este capítulo incluye tanto el estudio de las estructuras microtectónicas (diáclavas y planos estriados) para calcular las direcciones principales de esfuerzos correspondientes a una población de falla, como las observaciones de las estructuras (pliegues y fallas) a nivel regional. Por lo tanto, el estudio neotectónico de la cuenca implica analizar estas deformaciones discontinuas y los diversos procesos tectónicos que afectaron los sedimentos de las unidades presentes, contemporáneos o posterior a la depositación.

VII.1- OBSERVACIONES MESOTECTÓNICAS

Basado en las interpretaciones tectono-estratigráficas existentes de la Serranía del Interior Oriental a escala macroscópica, se realizaron diversos recorridos por carretera, picas, ríos y quebradas que cortan las estructuras en el frente de montaña desde Mundo Nuevo hasta Azagua. Por ser la sección media del piedemonte la zona más compleja tectónicamente (entiéndase cuña oriental del bloque Bergantín y Falla de San Francisco), ha sido estudiada en detalle, la disposición estructural de los pliegues y fallas, en un área de aproximadamente 200 km² al norte de las poblaciones de San Pedro, Aragua de Maturín, Mesa de Antonia y Punceres; el límite norte es la falla de San Francisco.

VII.1.1.- ESTRUCTURAS DEL FRENTE DE MONTAÑA

En la carretera de Aragua de Maturín-Los Potreros, las observaciones son las siguientes:

- 1) En la carretera Aragua de Maturín-Los Potreros, se ve en secuencia de sur a norte, el flanco meridional del sinclinal de Cerro Aragua, que afecta la Formación San Juan del Cretácico Superior. Estas capas tienen buzamiento de 10°N (figura 7.1a).
- 2) A medida que se avanza sobre esta carretera que es perpendicular al eje del

sinclinal, se observa en la superficie como las trazas de la Formación San Juan de esta estructura son plegadas y verticalizadas definiendo un pliegue en caja (figura 7.2). En el corte de carretera, en el segundo contacto con el río Taguaya (aguas arriba) las capas de la Formación San Antonio del Santoniense se exponen verticales (figura 7.1b) , perdiendo buzamiento hasta el valle del río Guayuta, en el corredor de la falla de Aparicio.

- 3) Desde el sector anterior, en segundo plano se observa el Pico García hacia el norte (figura 7.2) y como las trazas N-S se encorvan hacia el este.
- 4) Más al norte, pasando el sector de Los Potreros y observando el paisaje esta vez hacia el sur, puede apreciarse: (a) en primer plano, el anticlinal de Cerro García (figura 7.3) definido como un anticlinal en caja volcado, cuyo eje axial se hace paralelo a la traza de la falla de Aparicio hasta confundirse en la zona poco competente del Grupo Guayuta y donde la geometría sinuosa de la parte inversa de la Falla de Aparicio genera pliegues de segundo orden bien complejos (representados en el esquema del capítulo VIII de interpretación de resultados). (b) en segundo plano, el sinclinal colgado de Cerro Aragua.



Figura 7.1a,b. Cambio de buzamiento de la formación San Juan y San Antonio sobre la carretera - Sinclinal Cerro Aragua. Rumbo de la foto: O-E.

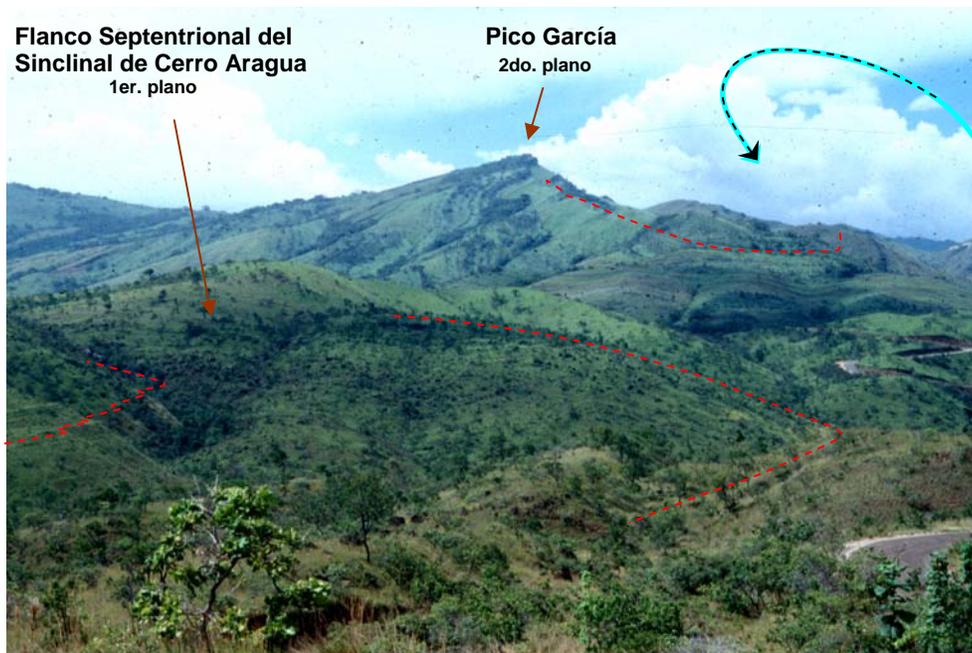


Figura 7.2. Sector Los Potreros. En primer plano, las capas de la Formación San Juan formando el pliegue en caja. En segundo Plano, al fondo, el Pico García. Entre ambas estructuras, la Falla de Aparicio. Las líneas rojas muestran algunas de las trazas de las capas plegadas. Rumbo de la foto S-N.

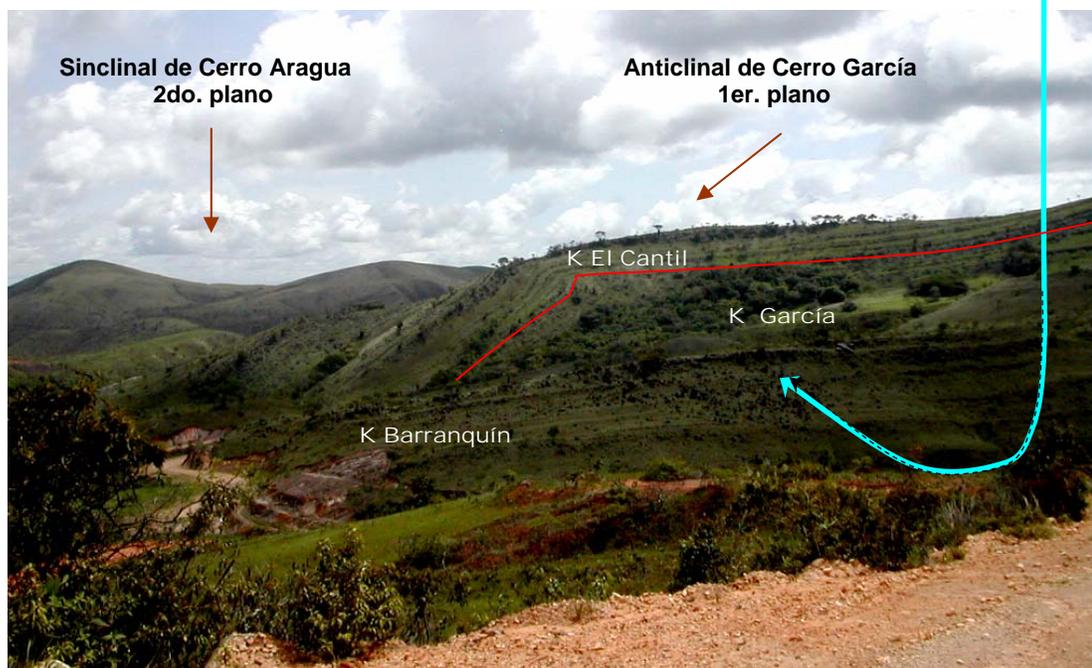


Figura 7.3. Pliegue en caja del Anticlinal de Cerro García. Rumbo de la foto: NE-SO.

VII.2.- OBSERVACIONES MICROTTECTÓNICAS

El objetivo del estudio de las estructuras microtectónicas (diaclasas y planos estriados) es controlar y comparar los resultados obtenidos del estudio de las fallas a nivel regional (naturaleza y cronología de las deformaciones) y calcular las direcciones principales de esfuerzos correspondientes a una población de falla de una época dada (Mercier, 1976, citado en Audemard, 1984)

VII.2.1.- PLANOS DE FRACTURA (DIACLASAS)

Las estaciones geológicas descritas en el frente de montaña y parte norte de la subcuenca de Maturín se caracterizan por la presencia de discontinuidades, la mayoría planos de diaclasas.

VII.2.1.1.- PLANOS DE FRACTURA EN EL FRENTE DE MONTAÑA

En el sector de estudio se realizaron 590 medidas en rocas de edades que van desde el Cretácico hasta el Reciente.

Se han enumerado en la tabla 7.1 las estaciones microtectónicas o afloramientos, destacando el número de familias de fractura, orientación de los planos, frecuencia en base al número de planos por unidad de distancia (metro), abertura (tabla 7.2) y relleno de las fracturas, continuidad y adjunto el diagrama de rosas de rumbo y buzamiento.

A fines de facilitar la comprensión espacial de este estudio hemos ubicado las estaciones o afloramientos sobre una imagen satelital Landsat que ocupa el frente de montaña de la Serranía (figura 7.4). Éstas limitan geográficamente al norte con el valle de río Chiquito, Guanaguana y Cerro García; al sur con el poblado de Aragua de Maturín; al este con la Mesa de Antonia y al oeste con el poblado de San Félix.

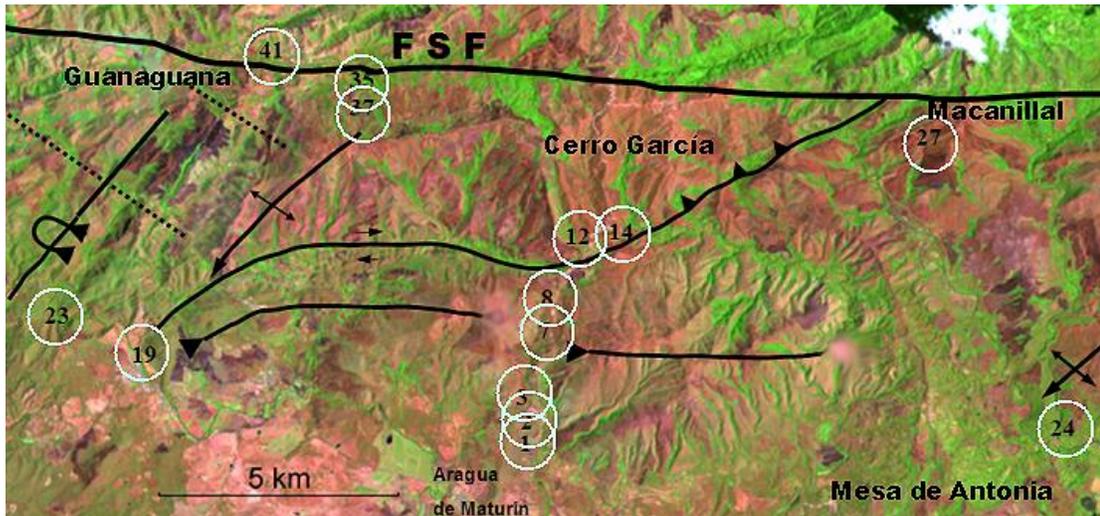


Figura 7.4. Imagen Landsat mostrando la ubicación de las estaciones microtectónicas y las estructuras mayores (pliegues y fallas) en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental

Tabla 7.1. Características de las discontinuidades en el Frente de Montaña de La Serranía del Interior Oriental

Estac.	Identific.	# Fam	ORIENTACIÓN	Fr.	Abertura	RELLENO	Continuidad	Diagrama de rosas – rumbos / buzamientos
1	Fractura Estratíf.	2	N70-90 N160-170 N070 10N	7:1 2:1	Cerrada		Métrica Métrica	
2	Fractura Estratíf.	2	N0-20 N70-95 (E-W) N020 10W	3:1 2:1	Parcial Abierta		Plurimétrica Plurimétrica	
4	Fractura Estratíf	3	N70 N10 N145—155 N055 16N	4:1 3:1 2:1	Cerrada Abierta Cerrada	Arcilla	Plurimétrica Plurimétrica Plurimétrica	

Estac.	Identific.	# Fam	ORIENTACIÓN	Fr.	Abertura	RELLENO	Continuidad	Diagrama de rosas – rumbos / buzamientos
24	Fractura Estratif.	2	E-W N160 N115 22S	5:1 3:1	Cerrada Cerrada		Plurimétrica Plurimétrica	
27	Fractura Estratif.	1	N130 N102 35S	3:1	Abierta		Métrica	
28	Fractura	3	N10 N150 N60	3:1 3:1 1:1	Cerrada Cerrada Cerrada		Métrica Métrica Métrica	
35 - 37	Fractura Estratif.	2	N70 N10 N090 50S	6:1 5:1	Cerrada Cerrada		Plurimétrica Plurimétrica	
40 - 41	Fractura Estratif.	2	N30-50 N130 N092 34S N028 30W	5:1 3:1	Cerrada Cerrada		Plurimétrica Métrica	

En la tabla 7.3 se ha clasificado las fracturas según su apertura en: abiertas y cerradas y puede compararse ambos patrones por medio de los diagramas de rosas incluidos al final de la tabla representando la familia respectiva.

Fracturas CERRADAS		Fracturas ABIERTAS	
Estac	ORIENTACION	Estac	ORIENTACION
1	N70-90 N160-170	2	N0-20
2	N70-95 (E-W)	4	N10
4	N70 N145-155	6	N10
6	E-W	9-11	E-W N130
8	N10-40 N85-95	22	N170 N0
14- 16	N165 N135	23	N130
19	N10-30 N130		
21	N12 N130		
24	E-W N160		
28	N10 N150 N60		
35- 37	N70 N10		
40- 41	N30-50 N130		

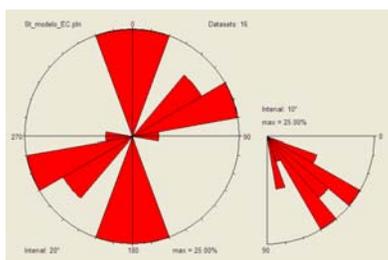
Tabla 7.2. Clasificación de fracturas por su abertura.

Desde el punto de vista estratigráfico, las siguientes tablas reúnen los datos estructurales estadísticos por “formación geológica”.

Formación El Cantil

Afloramiento	Identificación	Orientación	Fr.	Abertura	Relleno	Continuidad
1	Fracturas	N165 75N	7:1	ABIERTA	SIN RELLENO	ALTA
		N80 40S	6:1	PARCIAL ABIERT	SIN RELLENO	MEDIA
		N165 30S	3:1	PARCIAL ABIERT	SIN RELLENO	MEDIA
		N70 25S	<1:1	ABIERTA	SIN RELLENO	BAJA
		N10 60S	9:1	CERRADA	CALCITA	BAJA
		N50 45N	3:1	PARCIAL ABIERT	CALCITA	BAJA
2	Fracturas	N55 45N	6:1	ABIERTA	SIN RELLENO	MEDIA
		N40 50N	1:1	ABIERTA	SIN RELLENO	ALTA
		N15 55S	3:1	ABIERTA	SIN RELLENO	MEDIA
		N65 30S	3:1	ABIERTA	SIN RELLENO	MEDIA
		N170 30S	9:1	PARCIAL ABIERT	CALCITA	BAJA
		3	Fracturas	N75 35S	6:1	PARCIAL ABIERT
N15 55S	5:1			PARCIAL ABIERT	CALCITA	MEDIA
4	Fracturas	N175 70N	4:1	PARCIAL ABIERT	CALCITA	MEDIA
		N65 25S	1:1	ABIERTA	SIN RELLENO	ALTA
		N10 55S	3:1	PARCIAL ABIERT	CALCITA	MEDIA

Tabla 7.3. Características de las discontinuidades en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental – Formación El Cantil

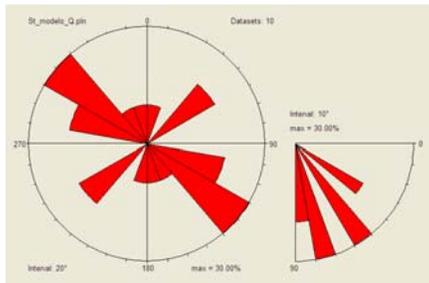


Rumbo	Pot.	Buzamiento	Pot.
N010	25%	55	25%
N170	25%	35	25%
N070	25%	45	19%
N050	18%	25	12%
N090	6%	75	12%
		65	6%

Formación Querecual

Afloramiento	Identificación	Orientación	Fr.	Abertura	Relleno	Continuidad
5	Estratificación Fractura	N50 75S N140-120 55N N140-120 55S	4:1 2:1	ABIERTA ABIERTA	CALCITA CALCITA	Limitada a la Estratificación
6	Estratificación Fractura Fractura	N55 30S N125 75N N40 35N	3:1 8:1	PARCIAL ABIERT PARCIAL ABIERT	SIN RELLENO SIN RELLENO	Limitada a la Estratificación
7	Estratificación Fractura Fractura Fractura	N115 40S N5 85N N115 80N N115 30N	6:1 4:1 1:1	PARCIL ABIERT PARCIL ABIERT PARCIL ABIERT	SIN RELLENO SIN RELLENO SIN RELLENO	Limitada a la Estratificación
8	Estratificación Fractura Fractura	N155 5S N135 70N N40E 75N	4:1 8:1	PARCIAL ABIERT ABIERTA	ROCA TRITURADA ROCA TRITURADA	Limitada a la Estratificación
9	Estratificación Fractura	N155 40S N160 55N	1:1	PARCIAL ABIERT	ARCILLA	Limitada a la Estratificación

Tabla 7.4. Características de las discontinuidades en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental – Formación Querecual.

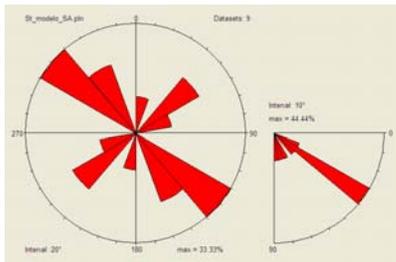


Rumbo	Pot.	Buzamiento	Pot.
N130	30%	55	30%
N050	20%	75	30%
N110	20%	85	20%
N010	10%	35	20%
N150	10%		
N160	10%		

Formación San Antonio

Afloramiento	Identificación	Orientación	Fr.	Abertura	Relleno	Continuidad
15	Estratificación Fractura Fractura Fractura	N060 75N N140 65N N135 30S N140 30N	4cm 12:1 3:1 10:1	PARCIAL ABIERT MODERADA ANCHA MODERADA ANCHA	Roca Triturada	Limitada a la Estratificación
17	Estratificación Fractura Fractura	N120 40S N010 85N N120 30N	2cm 9:1 12:1	MODERADA ANCHA MODERADA ANCHA	Roca Triturada	Limitada a la Estratificación
18	Estratificación Fractura Fractura	N55E 25S N125 70N N40E 30N	2cm 10:1 3:1	PARCIAL ABIERT PARCIAL ABIERT	Roca Triturada	Limitada a la Estratificación

Tabla 7.5. Características de las discontinuidades en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental – Formación San Antonio.

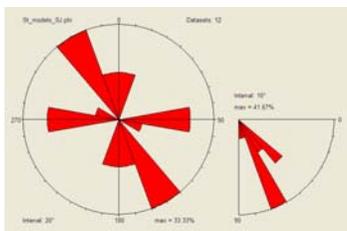


Rumbo	Pot.	Buzamiento	Pot.
N130	33,33%	35	44,44%
N150	22%	25,45,65,75,85	11%
N050	22%		
N010	11%		
N70	11%		

Fm. San Juan

Afloramiento	Identificación	Orientación	Fr.	Abertura	Relleno	Continuidad
10	Fractura	N145 80S N100 40N N170 40N	3:1 2:1 1:1	Abierta	Sin Relleno	Limitada a la Estratificación
11	Fractura	N145 60S N90 45N N0 65E	4:1 1:1 1:1	Abierta	Sin Relleno	Limitada a la Estratificación
12	Fractura	N155 70S N90 50N N0 65E	3:1 2:1 2:1	Abierta	Sin Relleno	Limitada a la Estratificación
13	Fractura	N150 65S N80 55N N175 60N	1:1 1:1 2:1	Abierta	Sin Relleno	Limitada a la Estratificación

Tabla 7.6. Características de las discontinuidades en el Frente de Montaña de La Serranía del Interior Oriental – Formación San Juan.



Rumbo	Pot.	Buzamiento	Pot.
N150	33,33%	65	41,67%
N090	25%	45	25%
N010	16%	55	16%
N170	16%	75,85	8%
N110	8%		

En las siguientes tablas comparativas se hallan las características y datos estructurales de los afloramientos del sinclinal de Cerro Aragua a lo largo de la ruta de Aragua de Maturín-Los Potreros, en el frente de montaña de la Serranía de Turimiquire.

Otra relación importante que se debe evaluar es si el patrón de fractura está controlado por el espesor de las capas o por el lugar que ocupa dentro de la estructura, es decir, zona apical de los pliegues, flancos, etc. Para ello se reúnen en las tablas 7.7 y 7.8 las medidas tomadas en capas desde 10 cm a 1 m del sinclinal de Cerro Aragua, en los flancos y hacia el centro de la estructura en el plano axial. En las figuras 7.5 y 7.6 se aprecian dos afloramientos con estas características.



Figura 7.5. Capas subhorizontales de la Formación San Juan (monolito Grueso 50 – 100 cm espesor) en el flanco meridional del sinclinal de Cerro Aragua.

ORIENTACIÓN	Fr.	Abertura	RELLENO	Características	Diagrama de Rosa – Rumbo y buzamiento
N82-95 83 N	2:1	0-2cm	Sin Relleno	En Monolito de 1m	
N80-98 65 S	6:1				
N90 86N	1:1	1-2cm	Sin Relleno	Banking Plain	
N105-110 84S N145 74W	8:1	0			
N80 83N	50:1			En capas de 60-100cm	
N55 68S				En capas de 80 cm	
N40 61E	10:1	0.1 – 1cm		En capas de 10-80cm	
N104 75N “ ”	10:1 1:1			En capas de 20cm En capas de 80cm	
N90 86N	3:1		Roca Triturada	En Monolito de 4m	
	3:2 2:1	2 cm		Banking Plain	

Tabla 7.7. Características y datos estructurales de las discontinuidades en la parte externa o distal en los flanco del sinclinal de Cerro Aragua en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental.



Figura 7.6. Capas de hasta 30 cm de espesor de la Formación San Juan en el flanco meridional Sinclinal de Cerro Aragua hacia la zona interlimbar de la estructura.

ORIENTACION	FR.	Abertura	RELLENO	Características	Diagrama de Rosa – Rumbo y buzamiento
N60 86S N136 74W	25:1 4:1	Cerrada		En limos	
N20 70E N110 SV N90 SV	>20:1 1:1 1:3	Cerrada		Plurimétrica Plurimétrica Banking Plain	
N85 75S N165 V	15:1 15:1	0-0.2cm “ ”		En capas de 10-30cm	
N18 V “ ”	>25:1 2:1	Cerrada Abierta 5 cm	Sin Relleno	En capas de limos En capas de Areniscas	

Tabla 7.8. Datos estructurales de las discontinuidades en la parte interna o núcleo del sinclinal de Cerro Aragua en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental.

VII.2.1.2.- PLANOS DE FRACTURA EN LA SUBCUENCA DE MATORÍN

En el subcapítulo anterior, los datos fueron tomados en el frente de montaña de la Serranía del Interior. Los afloramientos de esta zona están soportados por formaciones cretácicas y terciarias que por su competencia han subsistido a la acción de los agentes erosivos y conservan hasta hoy las estructuras planares, permitiéndonos completar un análisis detallado de sus características microtectónicas. Debido a la poca competencia de formaciones más recientes como Mesa y Las Piedras, solo se pudo tomar la orientación de los planos. Los afloramientos no están suficientemente preservados como para tomar medidas fieles de buzamientos. En la figura 7.7 se muestran los diagramas de rosas de las fracturas sobre una imagen Landsat de la parte norte de la Subcuenca de Maturín.

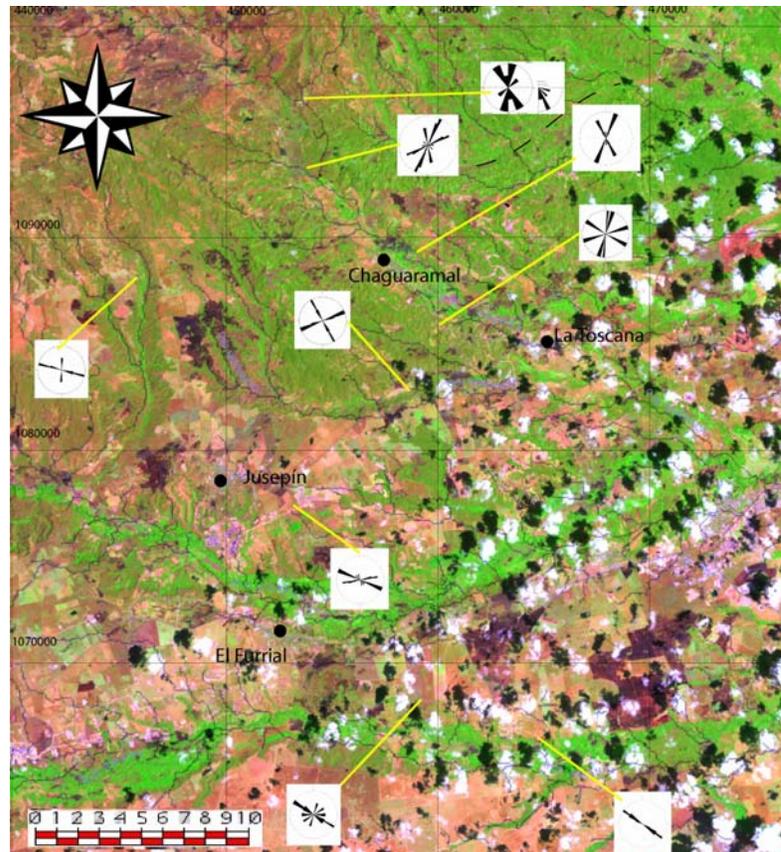


Figura 7.7. Imagen Landsat mostrando el patrón de fractura en la parte norte de la Subcuenca de Maturín.

VII.2.2.- PLANOS DE FALLA

(PLANOS ESTRIADOS, TENSOR DE ESFUERZOS)

Básicamente, las lecturas de los planos de fallas se concretan en obtener:

- Rumbo y buzamiento del plano de falla (actitud).
- El *pitch* o el *plunge* de las estrías observables.
- El sentido de movimiento de los bloques separados por las fallas (para los criterios diagnósticos de desplazamiento)
- Las relaciones, tanto geométricas como temporales entre las fallas y las rocas sedimentarias afectadas.

A continuación se presentan las observaciones de campo de los planos de falla, estación por estación. Las mismas serán descritas en orden numérico ascendente; simultáneamente a la lectura de la información, puede retomarse el croquis de cada estación en la siguiente figura.

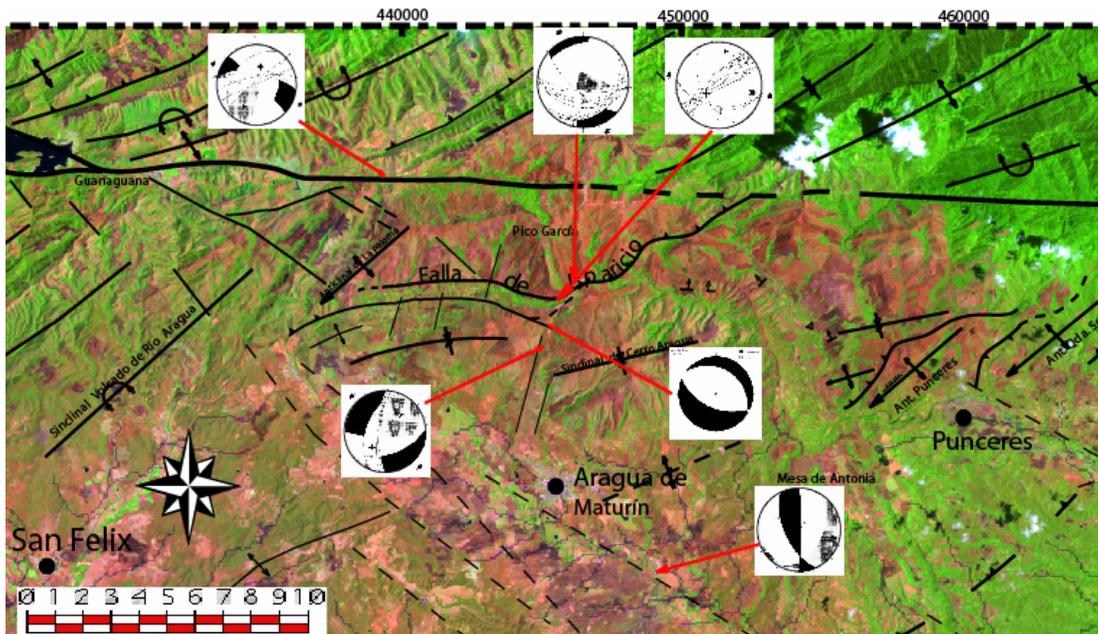


Figura 7.2.1. Imagen LANDSAT interpretada mostrando los diedros de planos de fallas en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental.

ESTACIÓN 04

Se ubica geográficamente al norte de Aragua de Maturín en la carretera de tierra que une este poblado con Los Potreros. Estructuralmente, se encuentra en el flanco septentrional del sinclinal colgado de Cerro Aragua afectando una sección de areniscas gruesas intercaladas con lutitas de igual tamaño pertenecientes a la Formación San Antonio cuya actitud es So: 43 16NW.

Aparecen cuatro fallas subparalelas en cuyos planos se observan dos direcciones de estrías principales, las características de estas fallas son las siguientes (figura 7.2.2)

Rumbo / Buzamiento / Pitch / Sentido de Movimiento determinado

- 1) 008 74 W 45 N Inversa - Sinistral
- 2) 000 75 W 50 N Inversa - Sinistral
- 3) 003 75 W 10 N Sinistral
- 4) 021 50 W 65 N Inversa - Sinistral

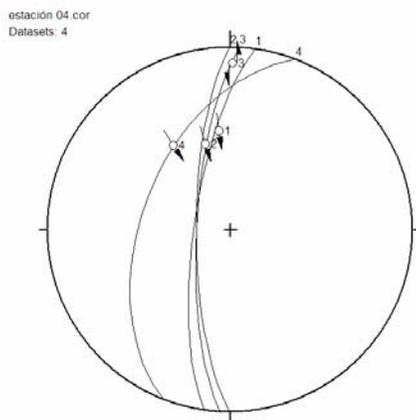


Figura 7.2.2. Representación estereográfica de la estación 4 en red de Schmidt

En las fallas 1, 2 y 4 las estrías son observadas en medio del material arcilloso que rellena la falla y son oblicuas. En la falla 3 la dirección de las estrías es subhorizontal. Como muestra la figura 7.2.3, σ_1 se ubica en el plano horizontal y el eje de acortamiento es NO-SE; el tensor que explica estas estructuras es concordante con el campo de esfuerzos en la falla de Aparicio la cual tiene componente inversa y transcurrente. En la figura 7.2.4 se muestra en un diagrama de rosas la dirección de los planos de falla de la estación 4 en una elipse de deformación con igual eje de acortamiento (NO-SE). Nótese la concordancia de las fallas sinistralas con las fallas medidas.

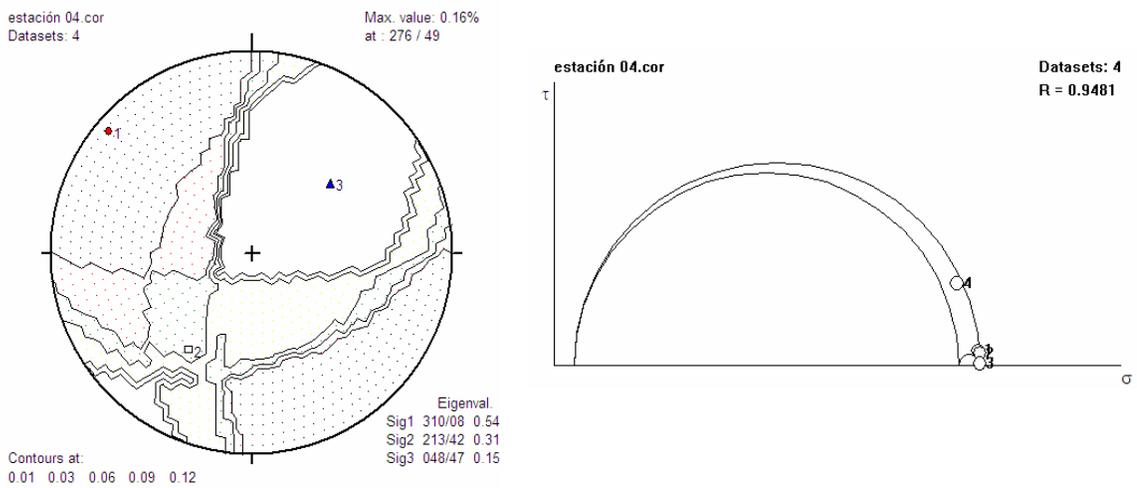


Figura 7.2.3. Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la Estación 4.

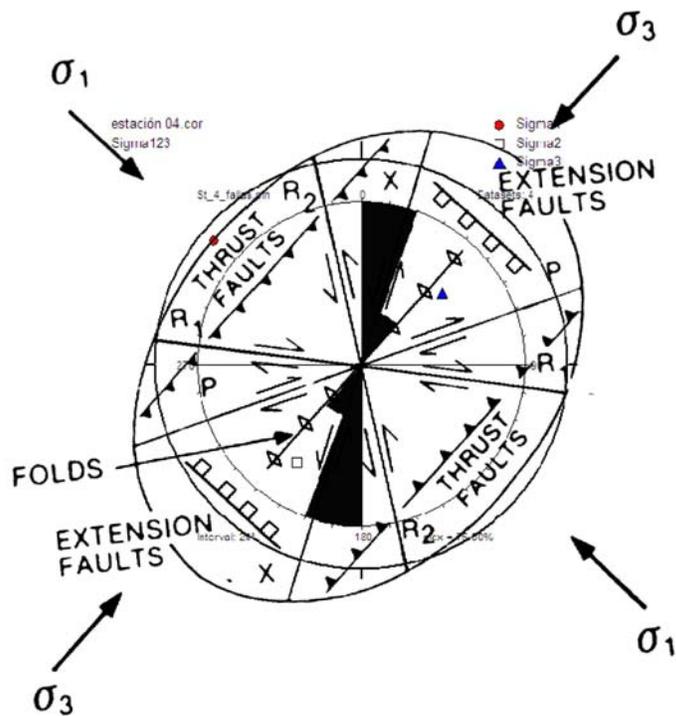
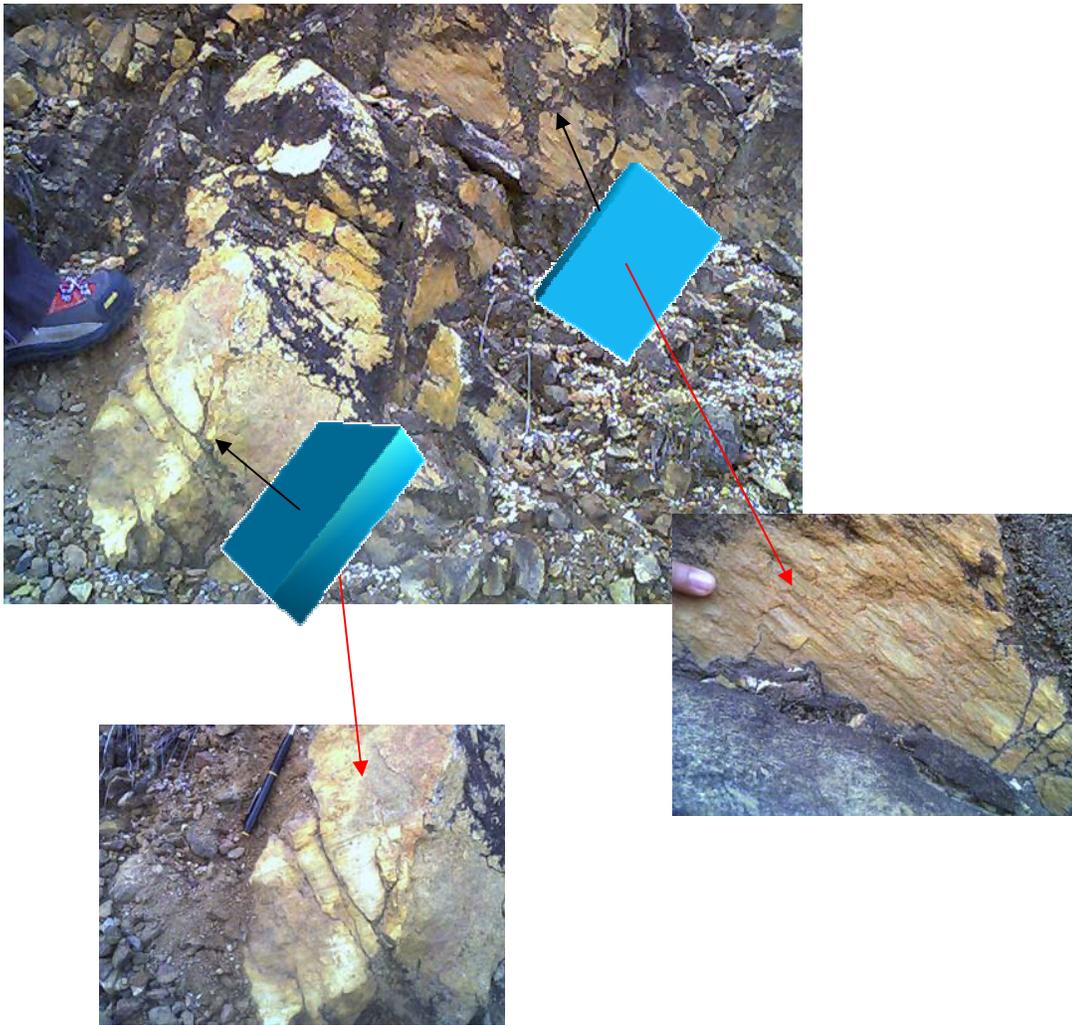


Figura 7.2.4. Elipse de deformación para la estación 4, diagrama de rosas de los planos de falla de la estación 4, tensores de esfuerzo de la estación 4 (círculo rojo: sigma 1, cuadrado y triángulo azul: sigma dos y tres respectivamente)

Las figuras 7.2.5 y 7.2.6 son fotografías tomadas en dos afloramientos de la estación microtectónica 4. La Primera de ellas muestra planos estriados bien definidos; y la segunda, un afloramiento de la Formación San Antonio con fallamiento inverso y normal. La misma, muestra la evolución en el tiempo de mecanismos de plegamiento, durante la generación de un mismo pliegue.



Figuras 7.2.5. Planos estriados en la Formación San Antonio (Los cuadros azules en 3D indican la disposición de los planos de falla).

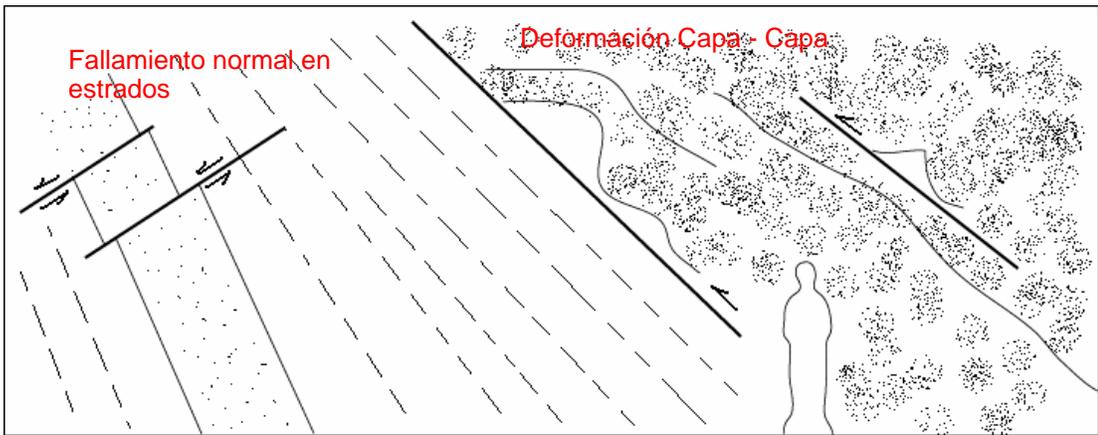


Figura 7.2.6. Capas de la Formación San Antonio con fallamiento vertical. Foto y bosquejo. Rumbo de la foto: NE-SO



Fallamiento Normal en una capa de Arenisca de la Fm. San Antonio	Pliegue simétrico cilíndrico y fallas inversas. El contacto se hace entre un capa de Arenisca y otra Lutítica de la Fm. San Antonio	Pliegue asimétrico formando Kink y fallas inversas, El contacto se hace entre dos capas de Arenisca de la Fm. San Antonio
--	---	---

En las fotos anteriores se puede apreciar cómo podemos obtener estructuras que obedecen a regímenes estructurales locales diferentes en un mismo afloramiento, posiblemente por la carga litostática sobreyacente generada o por mecanismos de plegamiento.

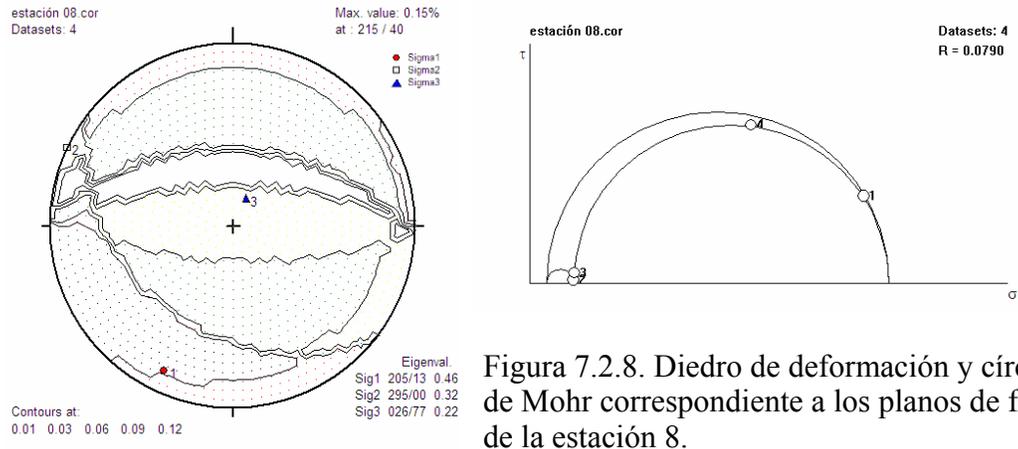


Figura 7.2.8. Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la estación 8.

Tal como aparecen en el afloramiento, tomando un valor de $R=0$ y σ_3 : vertical se tiene una falla inversa transcurrente. Pero al rebatir los ejes de esfuerzo en sentido del rumbo de la estratificación, σ_1 se torna vertical y la falla generada es normal pura (figura 7.2.9).

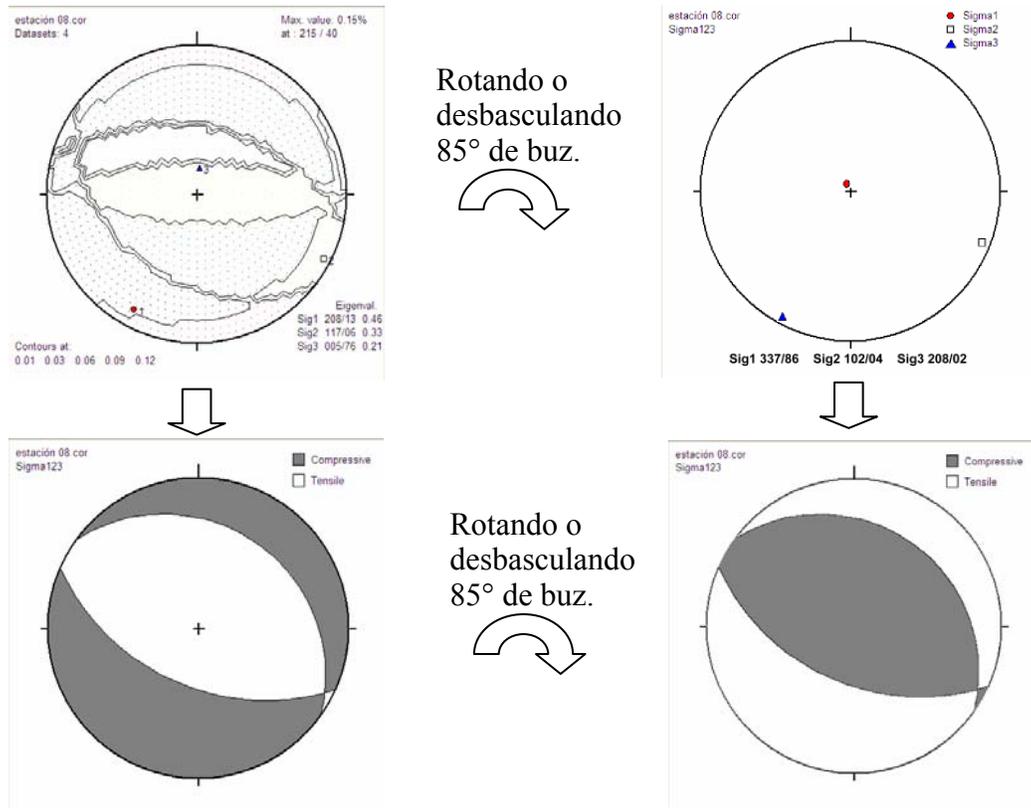


Figura 7.2.9. Diedros de deformación obtenidos de los planos estriados en la estación 8 en estado normal y a la derecha desbasculando las capas 85° de buzamiento en la dirección N100° del rumbo.

De esto se concluye que el tensor de esfuerzos se pudo haber generado antes que la Formación San Antonio basculara, posiblemente en el margen pasivo. Quizás este pulso tectónico es el responsable de la discordancia post-Santoniense (figura 7.2.10). Sin embargo, si se toma σ_2 como la dirección de acortamiento en N100°/110° pudiera estar vinculada a la deformación de la falla de Aparicio

Las fallas inversas son estructuras cuyos tensores de esfuerzos fueron reactivados en el régimen compresivo.

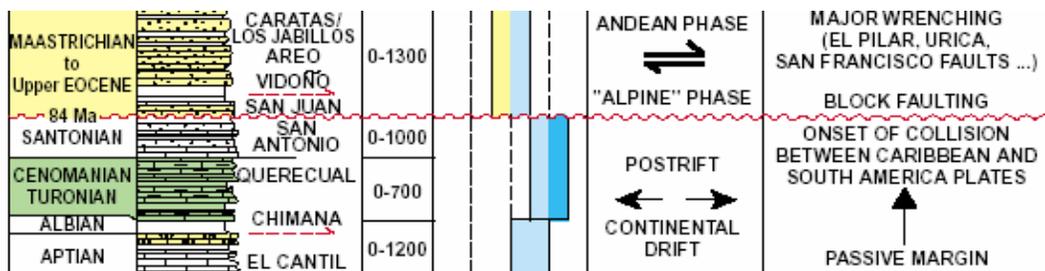
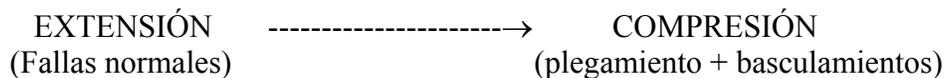


Figura 7.2.10. Columna estratigráfica entre Aptiense y Maastrichtiense (modificado de Nely y Rives, 2000)

Las fallas esencialmente normales pueden pertenecer a la fase de margen pasivo. Luego son basculadas con la secuencia durante la fase de plegamiento posterior.



En la figura 7.2.11 y 7.2.12 se puede ver el afloramiento de la estación 8 y un boceto que revela las estructuras presentes y la ubicación de los cuatro planos de falla.



Figura 7.2.11. Estación 8. Capas verticales del flanco septentrional del sinclinal de Cerro García. Formación San Antonio. Rumbo de la foto SE-NO.

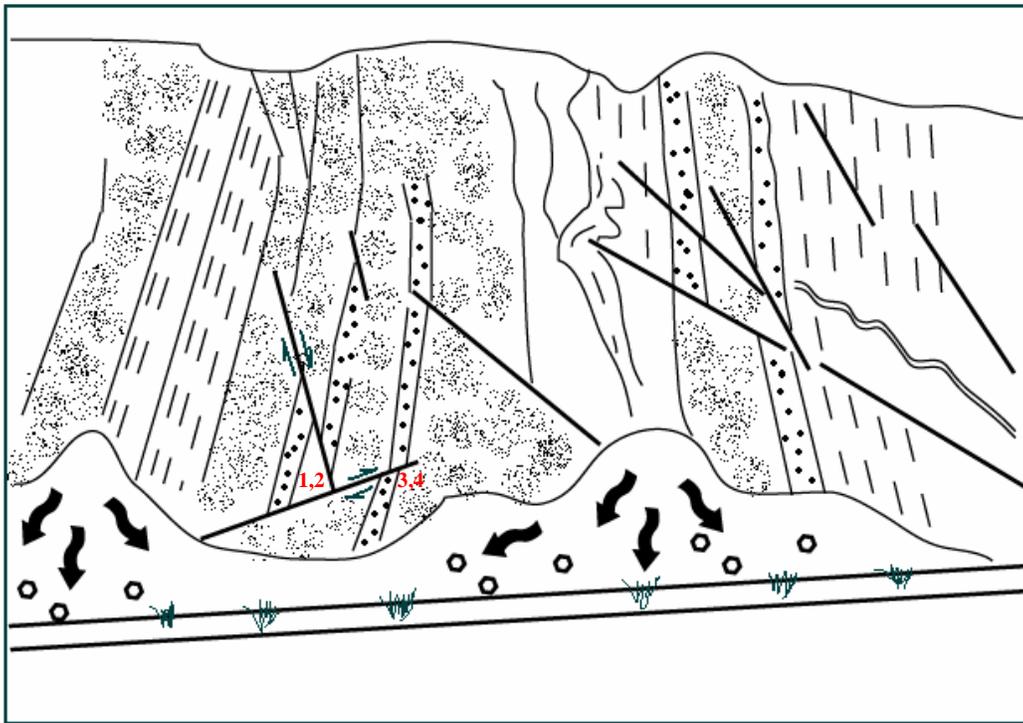


Figura 7.2.12. Boceto interpretativo de la foto anterior

ESTACION 12

Ubicada en el sector de Los Potreros al norte de la estación anterior y estructuralmente en el borde sur del corredor de la falla de Aparicio. Los planos de falla dislocan las capas arenosas de la Formación San Antonio, cuya actitud es:

So: 088 52N

Las fallas medidas presentan las siguientes características en cuanto a:

Rumbo / Buzamiento / Pitch / Sentido de Movimiento determinado

- 1) 050 66 N 08 E Dextral
- 2) 040 76 N 24 N Dextral
- 3) 043 70 N 40 N Dextral
- 4) 043 70 N 20 N Dextral
- 5) 043 80 N 23 N Dextral
- 6) 098 50 S 16 E Sinestral
- 7) 048 89 N 20 E Dextral

ver figura 7.2.13

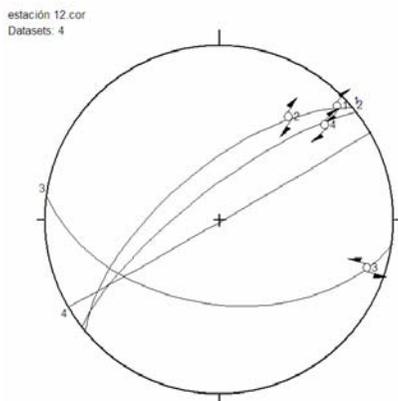


Figura 7.2.13. Representación estereográfica de la estación 12 en red de Schmidt

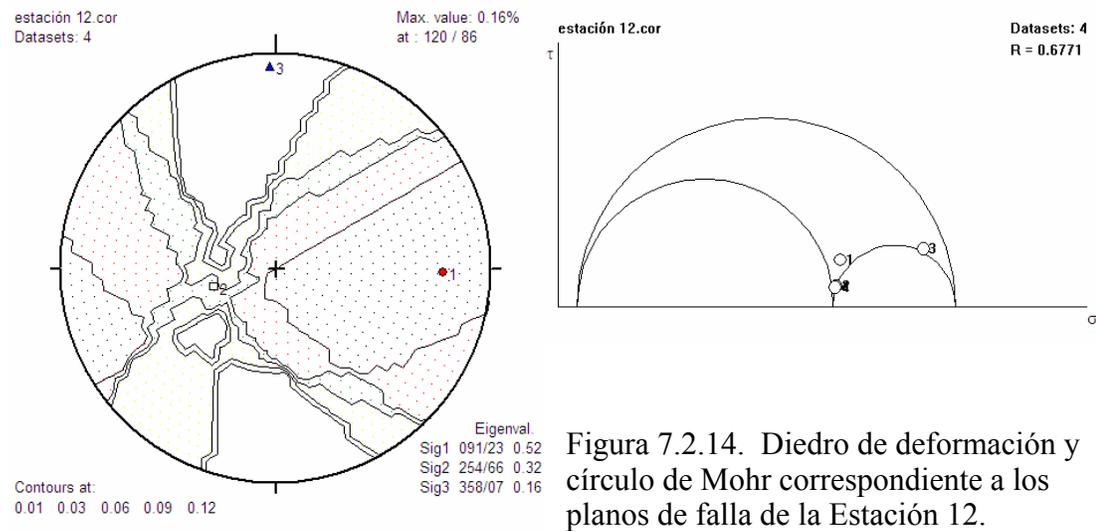


Figura 7.2.14. Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la Estación 12.

Por las características de la falla, ubicado σ_2 en el plano vertical con un “rapport” cerca de 0,5 es una falla transcurrente pura. Se puede hablar de un neotensor con eje de acortamiento aproximadamente E-O. Con tal actitud, semejante a la falla de Aparicio, se puede considerar la influencia del movimiento (en ese punto) predominantemente transcurrente de la misma falla. Además, si se compara la traza de la falla de Aparicio después de Cerro García (la cual se tuerce hacia el NE) con la resultante de un campo de esfuerzo con eje de acortamiento E-O (tal como las fallas medidas), se tiene una falla transcurrente dextral SO-NE aproximadamente.

CAMPO DE ESFUERZO RESULTANTE ----- es correspondiente a: ----- CINEMÁTICA DE LA FALLA DE APARICIO

ESTACIÓN 13

Ubicada al noreste de la estación 12 y representada por la Formación San Antonio en un afloramiento donde no se aprecia la actitud de la estratificación. Las fallas medidas presentan las siguientes características en cuanto a:

Rumbo / Buzamiento / Pitch / Sentido de Movimiento determinado

- 1) 063 89N 35E Dextral
- 2) 098 43S 50W Sinistral
- 3) 065 85S 42E Dextral
- 4) 152 56W 44S Dextral
- 5) 057 80N 41E Dextral
- 6) 088 46S 48W Normal

Ver los planos representados en las figuras 7.2.15 y 7.2.16.

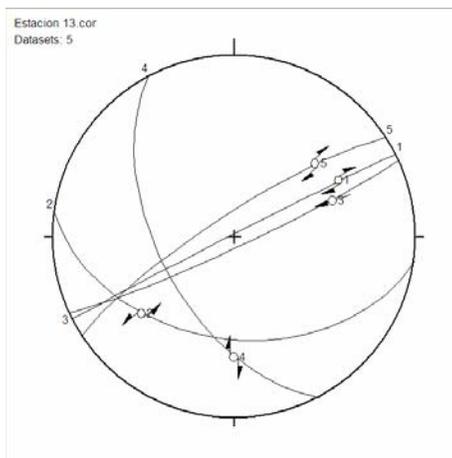


Figura 7.2.15. Representación estereográfica de la estación 13 en red de Schmidt

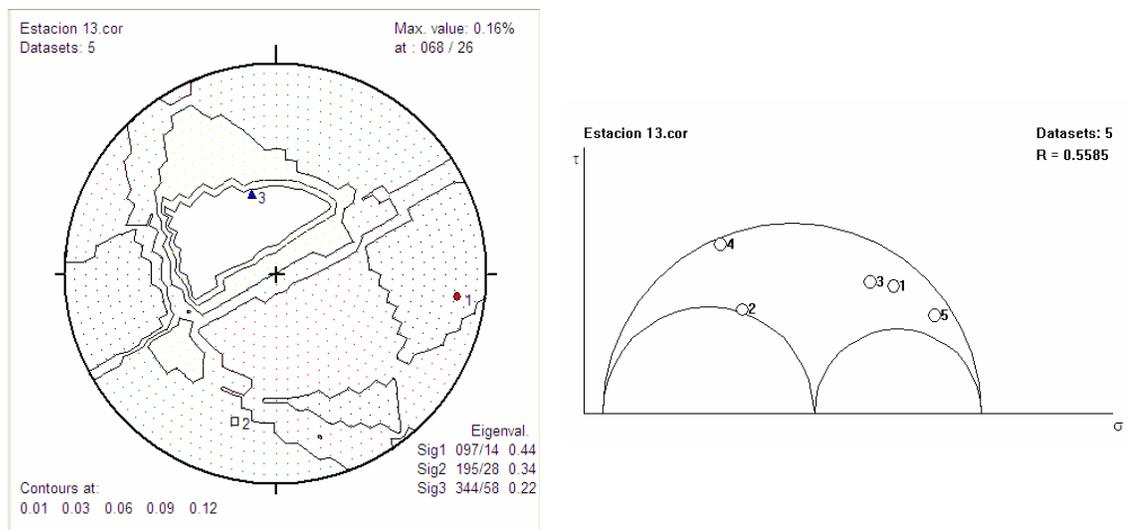


Figura 7.2.16. Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la Estación 13.

La mayoría de los planos son vertical a subverticales pero con “pitch” oblicuos. Es difícil establecer una cronología de deformación pero si se considera que las capas están normales, σ_3 vertical y un $\text{rapport} = 0,5$, la falla resultante es inversa transcurrente.

Es importante señalar que estación 13 se encuentra al noreste de la estación anterior cuya falla resultó transcurrente pura. La falla de Aparicio hacia sus extremo oriental (esta estación), cobra un carácter más compresivo. El resultado transcurrente inverso de las fallas medidas en esta estación puede estar revelando este hecho.

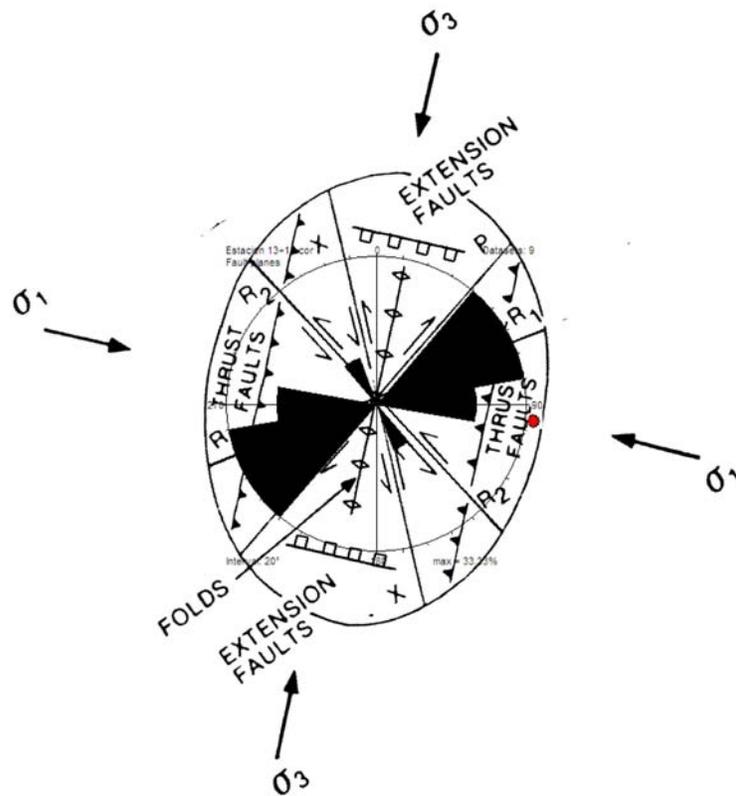


Figura 7.2.17. Elipse de deformación, diagrama de rosas de los planos de falla y tensores de esfuerzo de la estación 12 y 13

Como se aprecia en la superposición de los planos de falla de la estación 12 y 13 sobre la elipse de deformación (figura 7.2.17), las direcciones y relaciones

angulares corresponden bien con el rumbo de las

estructuras, a excepción de la fallas 6) 098 50S 16 E

[Sinestral] de la estación 12 y las fallas 2) 098 43S 50W

[Sinestral] y 6) 088 46S 48W [Normal] de la estación

13. Sin embargo, si se observa en conjunto estas fallas,

son σ_1 y su antitético (sinestral) rotados

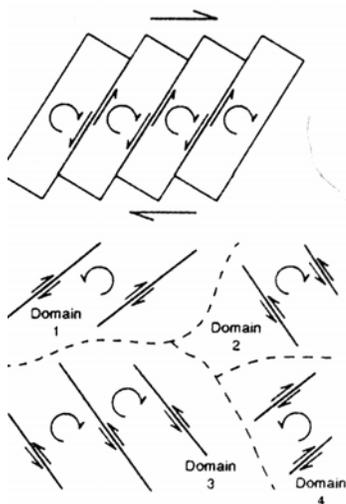
aproximadamente 20 grados en sentido antihorario, lo

cual es válido si se considera que la medida está siendo

tomada en o cerca de la falla de Aparicio y es común

encontrar bloques rotados en dominio transcurrente de

la forma que se observa en la figura anexa de al lado.



No obstante, existe otra posibilidad que consiste en la inherencia de la falla (6) de la estación 13 con el fallamiento normal en estrados o zonas apicales de los pliegues (longitudinal-tangencial) , ya que esta falla presenta el mismo rumbo (N88°) del eje del pliegue de Cerro García. En la figura 7.2.18 se observa un plano de falla estriado con criterio de faceta escalonada en la Formación San Antonio.



Figura 7.2.18. Faceta escalonada y elemento estriador en un plano de estrías en la Formación San Antonio

ESTACIÓN 14

Se encuentra un poco mas al norte de estación 13 en un afloramiento donde cuatro fallas medidas dislocan las capas de la Formación San Antonio, cuya actitud es:

So: 123 40N. Las fallas medidas presentan las siguientes características en cuanto a:

Rumbo / Buzamiento / Pitch / Sentido de Movimiento determinado

1)063 29S 42S Normal

2)092 60S 12E Destral

3)092 54S 87S Normal

Los planos están representados estereográficamente en las figuras 7.2.19 y 7.2.20

estación 14b.cor
Datasets: 4

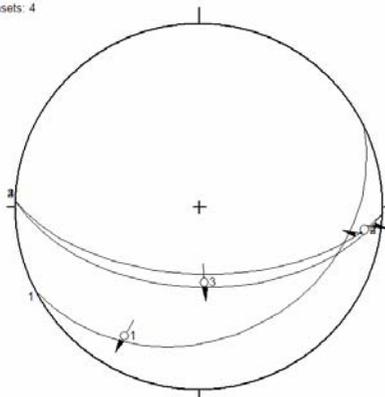


Figura 7.2.19. Representación estereográfica de la estación 14 en red de Schmidt

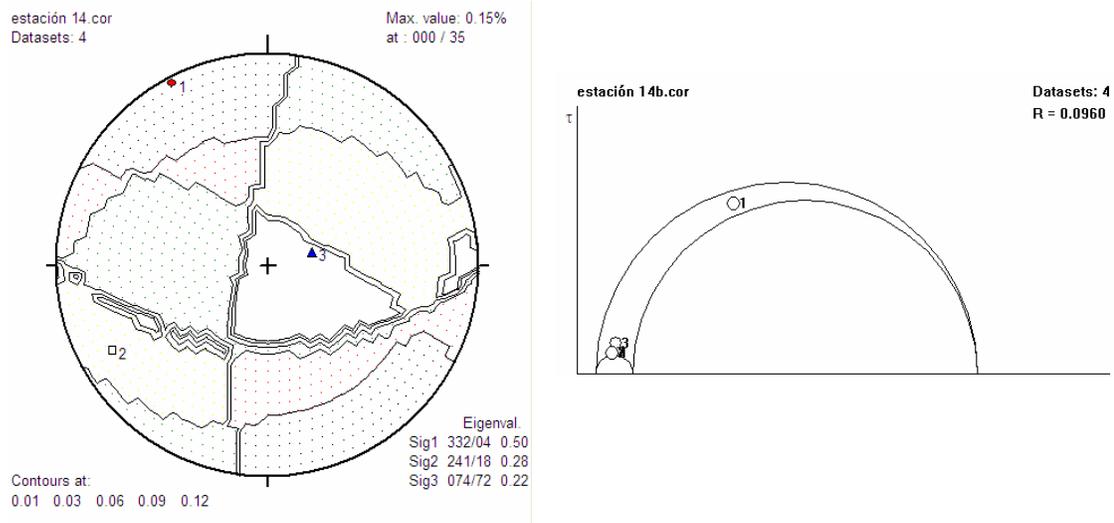


Figura 7.2.20. Diedro de deformación correspondiente a los planos de falla de la Estación 14.

Con σ_3 vertical y $R=0$ la falla es transcurrente inversa con un eje de acortamiento en $N150^\circ$, más cerca de la N-S que la falla de la estación anterior.

ESTACIÓN 16

Esta estación fue realizada en el último afloramiento encontrado con planos estriados en la carretera de Aragua de Maturín-Los Potreros, en la zona del Cerro García; es decir, en el corredor de la falla de Aparicio. Las capas pertenecen al grupo Guayuta y están orientadas como sigue:

So: 116 30N

096 73S 85E Inversa
 087 74S 80E Inversa
 098 51S 85E Inversa
 131 71S 76E Inversa
 096 43S 79E Inversa
 046 30S 39S Inversa
 048 35S 29S Inversa
 052 25S 40S Inversa

Los planos están representados estereográficamente en las figuras 7.2.21 y 7.2.22

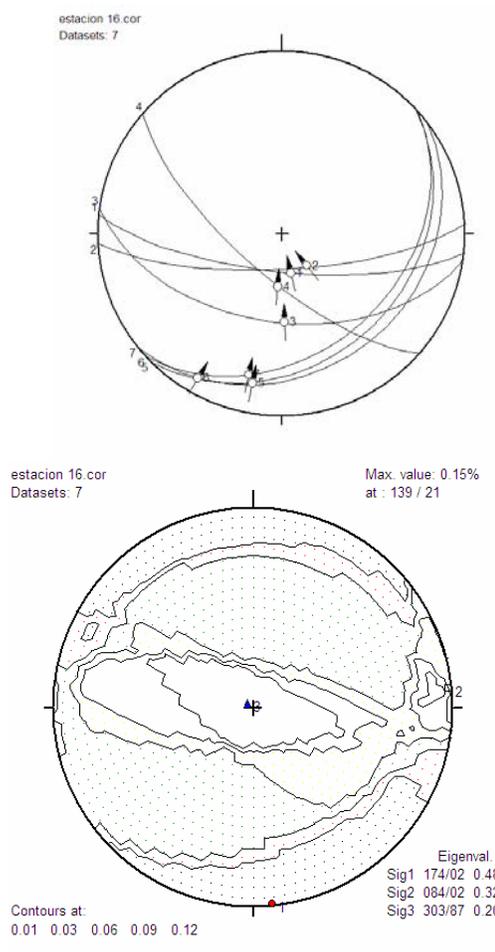


Figura 7.2.21. Representación estereográfica de la estación 16 en red de Schmidt

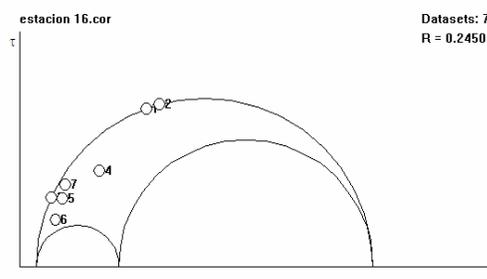


Figura 7.2.22. Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la estación 16.

Por las características de las fallas esta representado por un neotensor cuyo eje de acortamiento es N174° (compresión aprox. N-S).

Es evidente que estas últimas estaciones están afectadas por la actividad de la falla de Aparicio, que además estaba activa por lo menos en el Pleistoceno. Esto lo pone evidencia los niveles de terraza al pie occidental de Pico García y el basculamiento de Mesa en el flanco septentrional del sinclinal de Cerro Aragua al sur de la falla. Además, aunque con pocos datos, el σ_1 es concordante con la falla en la Formación Mesa de la estación 28, paralelo al esfuerzo principal regional del oriente venezolano.

So: 123 40N

063 29S 42S Normal
092 60S 12E Destral
092 54S 87S Normal

So: 116 30N

096 73S 85E Inversa
087 74S 80E Inversa
098 51S 85E Inversa
131 71S 76E Inversa
096 43S 79E Inversa
046 30S 39S Inversa
048 35S 29S Inversa

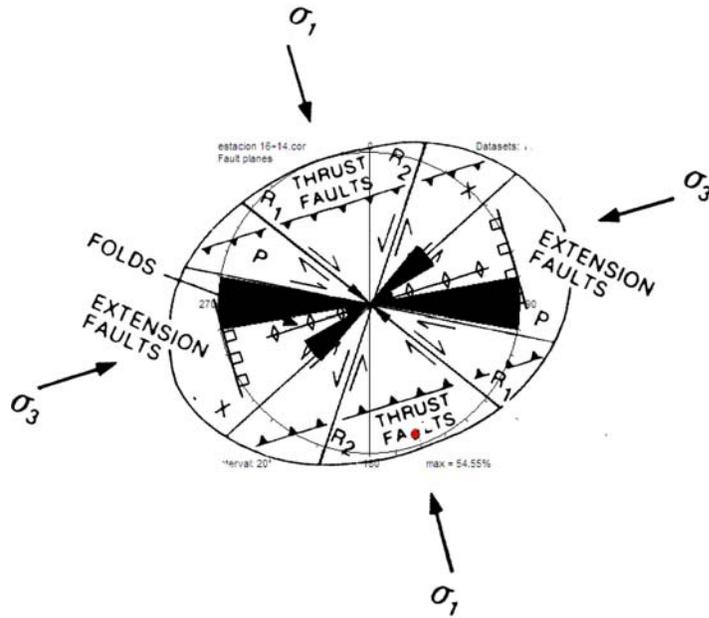


Figura 7.2.23. Superposición del diagrama de rosas de los planos de falla de la estación 14 y 16 y la elipse de deformación

La figura anterior muestra la superposición del diagrama de rosas de los planos de falla de la estación 14 y 16 y la elipse de deformación orientada según el tensor de esfuerzos. Nótese la correspondencia de las fallas con el modelo.

ESTACIÓN 15

Esta estación microtectónica fue medida en la Formación San Antonio en la carretera de los Potreros y está caracterizada por un conjunto de pliegues volcados con fallas inversas que no presentan planos de estrías. Aunque no se puede determinar el diedro de deformación en la figura 7.2.24 se utilizaron diagramas de frecuencia para encontrar el eje de acortamiento y resultó ser paralelo al σ_1 local = N135° (véase en la figura 7.2.25 la integración de los diedros del sector, el diagrama de frecuencia de los pliegues y la geometría de las falla).

- 1)048 20N Inversa
- 2)048 50N Inversa
- 3)108 30S Normal
- 4)108 35N Inversa

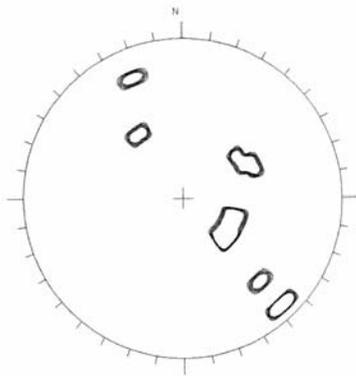


Figura 7.2.24. Diagrama de frecuencia en red de Schmidt de los polos de los planos de los pliegues en la estación 15.

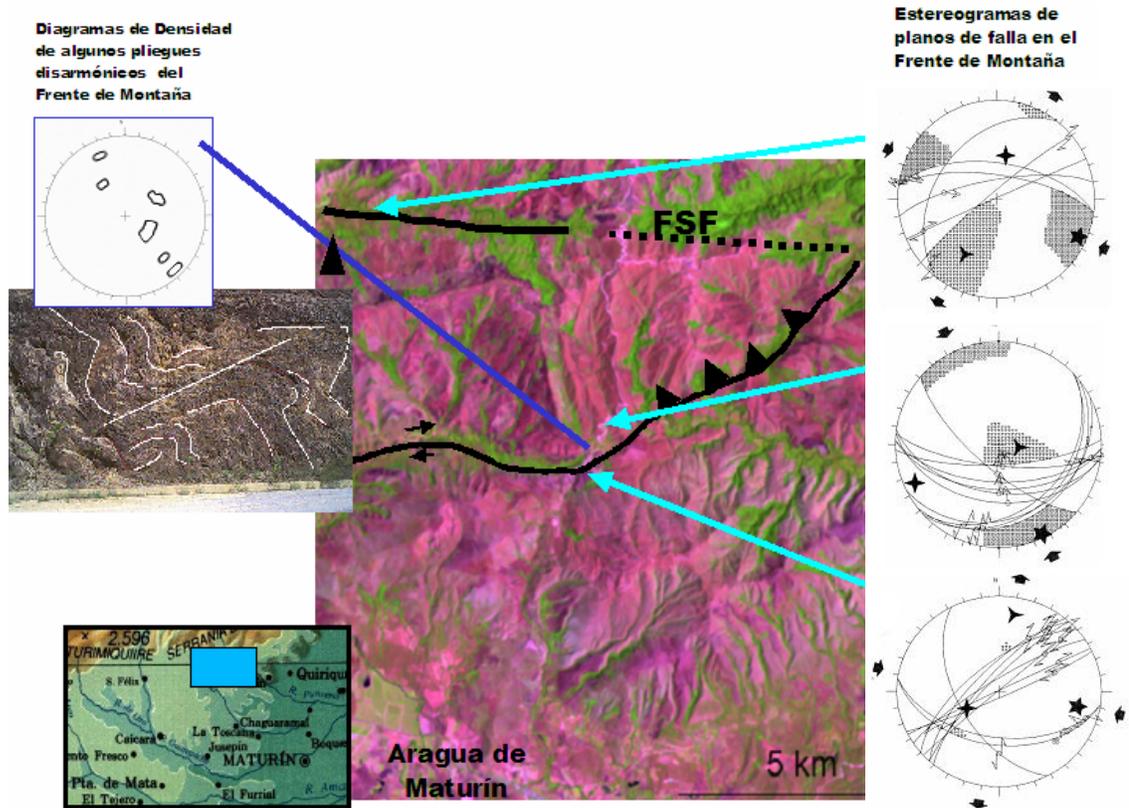


Figura 7.2.25. Imagen Landsat mostrando la relación entre los ejes de acortamiento por medio de diagramas de densidad de los polos de los planos de los pliegues en el frente de montaña y los estereogramas de planos de falla encontrados a lo largo de la falla de Aparicio y sistema de falla San Francisco - Quiriquire.

ESTACIÓN 28

Se encuentra ubicada en el sector Caño de los Becerros al sureste de Aragua de Maturín sobre unas capas de areniscas color crema, blancas y amarillentas de la Formación Mesa, cuya actitud es:

So: 48 20S

- 1) 000 85 E 82 N Normal
- 2) 153 63 W 56 N Normal

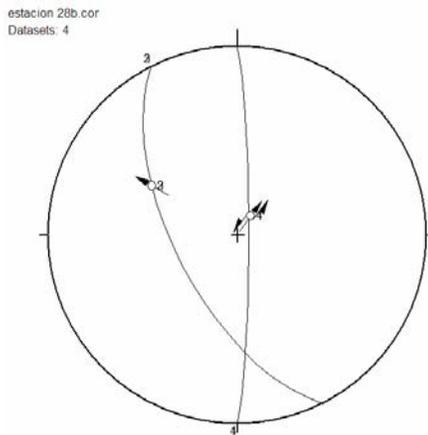


Figura 7.2.26. Representación estereográfica de la estación 28 en red de Schmidt

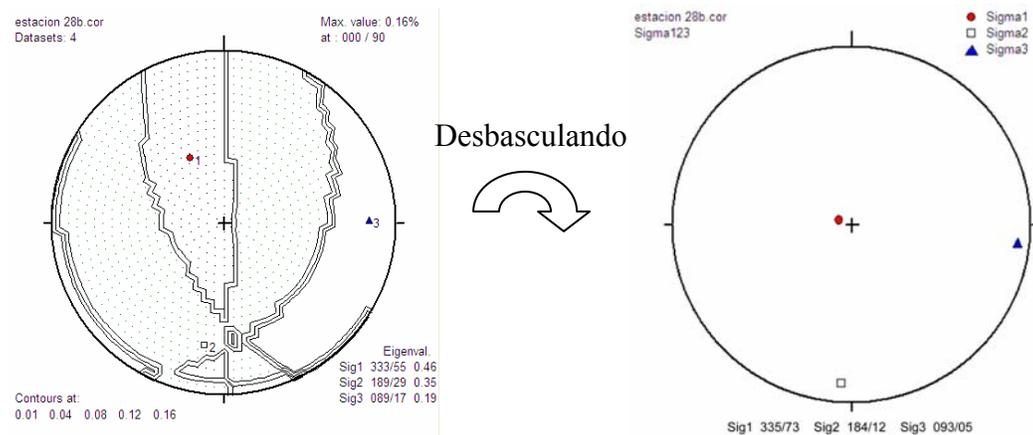
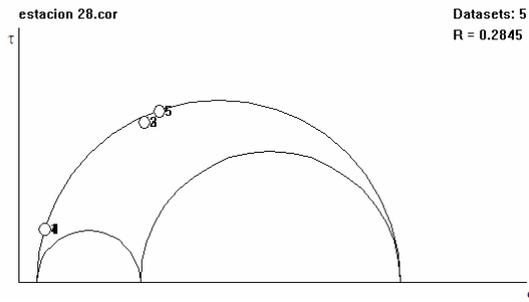


Figura 7.2.27. Diedro de deformación correspondiente a los planos de falla de la Estación 28 y el tensor de esfuerzo una vez rotado.



Es necesario recordar que este plano fue hallado sobre la Formación Mesa del Pleistoceno, evidencia de lo reciente del fallamiento.

Cuando se bascula el tensor 20° , resulta σ_1 vertical y un “rapport” = 0.28 se está en extensión radial o tendiente a radial (fallamiento normal). Si se toma σ_2 como dirección de acortamiento en la N-S, se puede decir que es una falla longitudinal-tangencial, porque el esfuerzo mínimo horizontal es paralelo al eje del pliegue; cabe añadir que esta estación se encuentra sobre el antiforame de Aragua de Maturín, hoy erosionado y representado por numerosos niveles de terraza y erosión (figura 7.2.28).

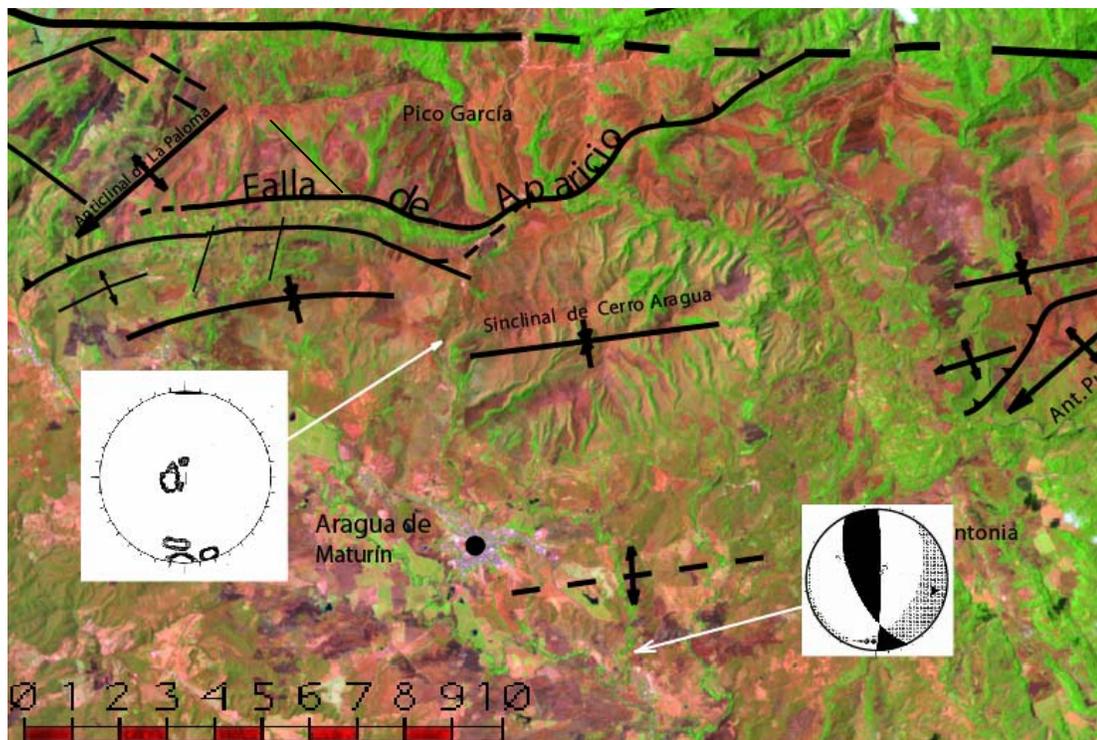


Figura 7.2.28. Extracto de imagen Landsat del Piedemonte, mostrando el diagrama de frecuencia del pliegue de Cerro Aragua y el diedro de deformación de la estación 28.

Si la deformación afecta a la Formación Mesa (Ple), debe correlacionarse a un pulso post Mesa, mas no al pulso tectónico Plioceno que originó la discordancia Mesa-Las Piedras. La figura 7.2.29 muestra el afloramiento de arenas blanco-amarillentas de la Formación Mesa con los planos de fractura, dos de ellos estriado.



Figura 7.2.29. Afloramiento de arenas blanco-amarillentas de la Formación Mesa mostrando los planos de fractura, dos de ellos estriado.

ESTACIÓN 36

La estación 36 y 37 se encuentran en el valle de la Falla de San Francisco al este de Guanaguana, en un afloramiento de la Formación San Juan difícilmente reconocible la actitud de la estratificación. El tensor de esfuerzo obtenido parece satisfacer la cinemática atribuída a la falla de San Francisco. Las fallas medidas en estas localidades presentan las siguientes características:

- 1) 098 70N 07 W Dextral
- 2) 098 60N 09 W Dextral
- 3) 080 74 N 48 W Dextral

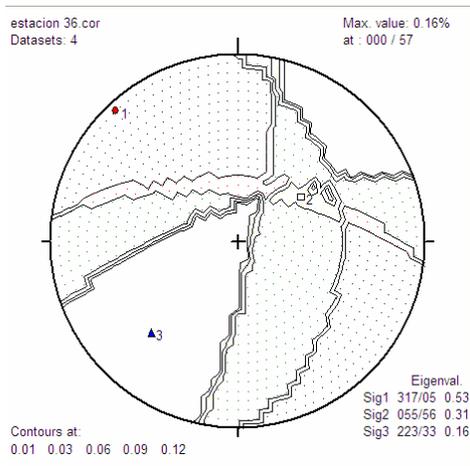


Figura 7.2.30. Diedro de deformación correspondiente a los planos de falla de la Estación 36.

ESTACIÓN 37

En este afloramiento de la Formación San Juan en el valle del río Aragua al este de Guanaguana, no se puede determinar la actitud de la estratificación. Las dos fallas medidas tienen las siguientes características:

- 1) 050 84 N 05 E Dextral
- 2) 038 38 N 08 W Dextral
- 3) 045 55 N Dextral
- 4) 066 89 N 20 W Dextral

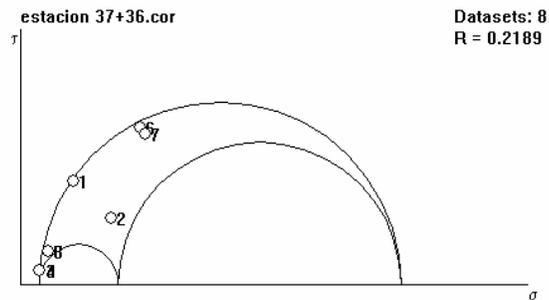
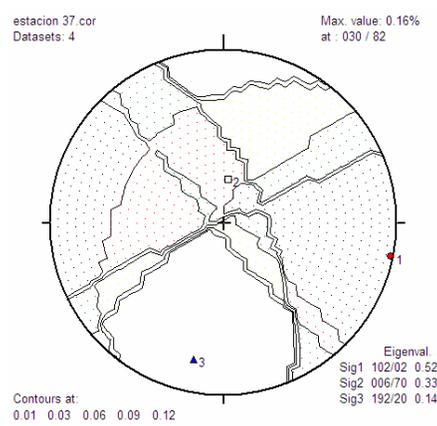


Figura 7.2.31. Diedro de deformación y círculo de Mohr correspondiente a los planos de falla de la estación 37.

Con un rapport = 0.22 y σ_2 vertical la falla es transcurrente Inversa. Esto coincide con Rosales (1972), quién considera la Falla de San Francisco como transcurrente con compresión diferencial hacia el este de Guanaguana.

La figura 7.2.32 muestra un afloramiento de la Formación San Juan con tres planos de falla estriados.



Figura 7.2.32. Planos estriados de la estación 36.
Rumbo de la foto: N-S.

CAPÍTULO VIII

INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

VIII.1.- INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Esta interpretación morfogenética está enfocada en los mecanismos endógenos, usando como marco conceptual, el balance morfodinámico que hace COPLANARH (1974) de los llanos orientales.

Como es sabido, en la creación y evolución de las topoformas intervienen tres variables morfogenéticas. La litología aflorante en la cuenca está representada mayormente por la Formación Mesa. El clima, en general los procesos exodinámicos son definidos en el capítulo IV, tomado del trabajo de Zinck y Urriola (1970); en éste, se concluye que el potencial morfodinámico actual es relativamente bajo. Sin embargo, en las colinas de piedemonte de los alrededores de Quiriquire y algunos sectores llanos pero inclinados de la mesa alrededor de Jusepín, este potencial está activo.

Según estos autores se puede relacionar algunas formas de erosión regresiva con las oscilaciones climáticas posteriores a la que dio origen a la Formación Mesa. Pero la mayoría de estas formas de erosión derivan de los movimientos tectónicos que generaron los depósitos Q₃ y Q₄. Las principales zonas afectadas por la erosión regresiva corresponden a las áreas tectónizadas. Más del 15% de la superficie se encuentra disectada en forma de “bandlands”. En esa dirección está orientado el análisis de las observaciones morfológicas en este estudio: el efecto del control estructural sobre las unidades topográficas en la parte norte de la Subcuenca de Maturín.

La red hidrográfrica actual de esta unidad es sobreimpuesta, es decir, edificada después de la sedimentación de la formación Mesa y de sus modificaciones tectónicas, tal como lo expresa Zinck (1970). Sin embargo, existen evidencias de antecendencia al oeste de la mesa San Juan, al norte de Jusepín y al sur del Río Amana.

En el siguiente ejemplo de la falla frontal de Himalaya (figura 8.1.1) se aprecia como afecta el control morfotectónico a la red de drenaje, que en el caso de la presente investigación, la Formación Mesa ha cubierto la vasta zona de la subcuenca de Maturín y esta siendo deformada en flexuras cuaternarias y basculamientos, aunque sutiles, suficientes para afectar la red, de una dirección norte-sur a este-oeste.

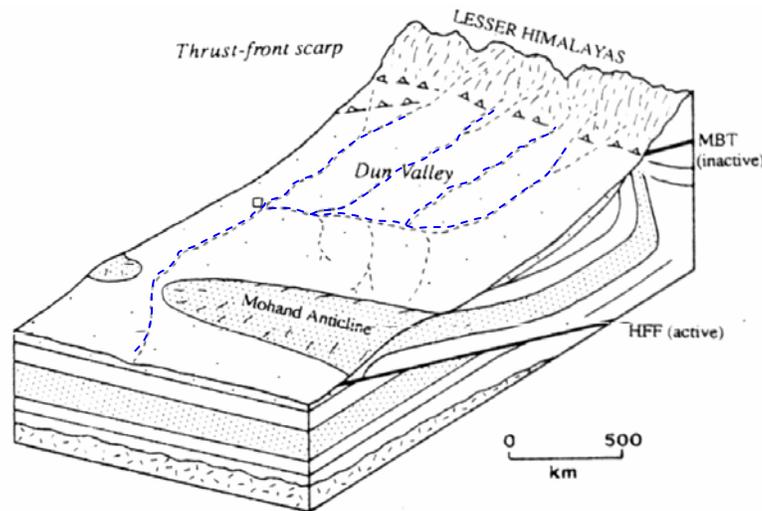


Figura 8.1.1. Ejemplo del levantamiento del Anticlinal Mohand desarrollado por la falla frontal activa de Himalaya (Tomado de Hancock, 1994).

En la mesa del río Guarapiche (mesa de Masacua) se encontró una dirección norte-sur hasta aproximadamente la altura de Jusepín, representada en los paleodepósitos testigos de material aluvial al norte de Jusepín (figura 8.1.2).

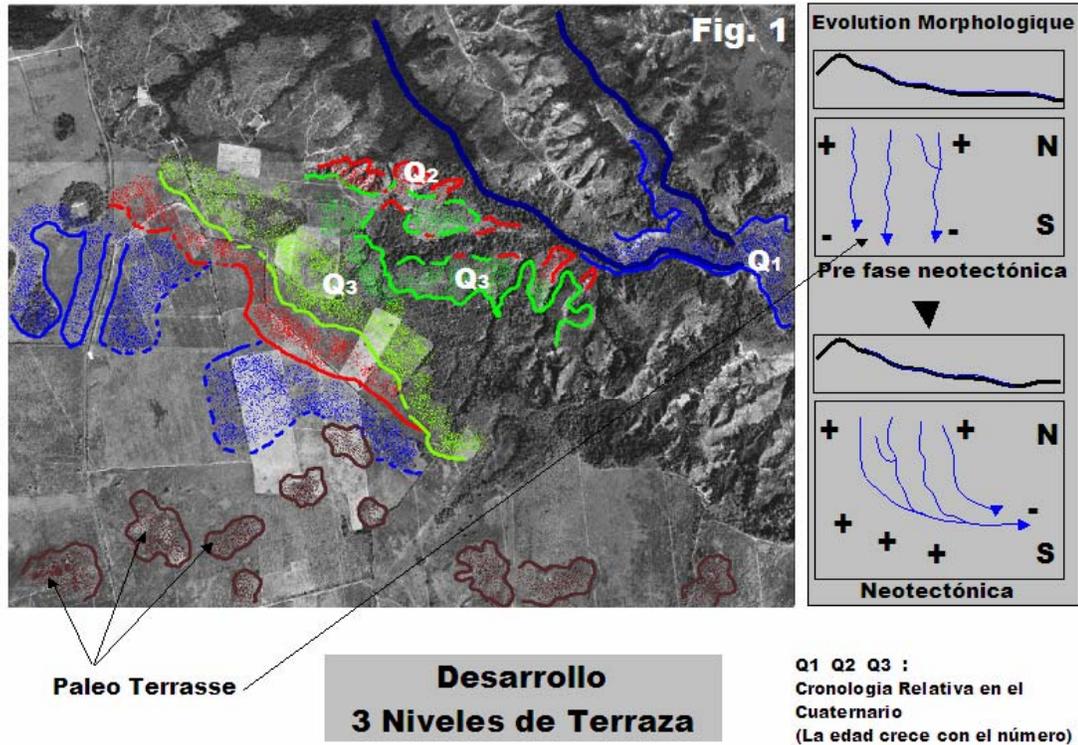


Figura 8.1.2. Ortofotomapa correspondiente a la extremidad occidental del corrimiento de Jusepín La Toscana, mostrando los niveles de terrazas en colores azul = Q₁ (nivel actual), rojo = Q₂, magenta = Q₃, de la figura 6.1, página 80.

En la actualidad el curso de la quebrada Barrancas antes de cortar la mesa en Jusepín es desviado hacia el este y ha formado cuatro niveles de terraza, lo que sugiere el levantamiento reciente de la mesa.

En sentido contrario el río Jusepín, de trayectoria norte – sur, es desviado hacia el oeste para finalmente desembocar en el río Guarapiche cerca del sector Bejucales.

La siguiente figura (8.1.3), es una imagen 3D con vista hacia Jusepín y escala vertical exagerada, donde se aprecia la quebrada Barrancas y el río Jusepín cómo son desviados en sentido este y oeste respectivamente antes de cortar la mesa. A través del corte topográfico A-B de la figura 8.1.4 generado con el modelo de elevación digital se puede ver el por qué de este cambio de dirección.

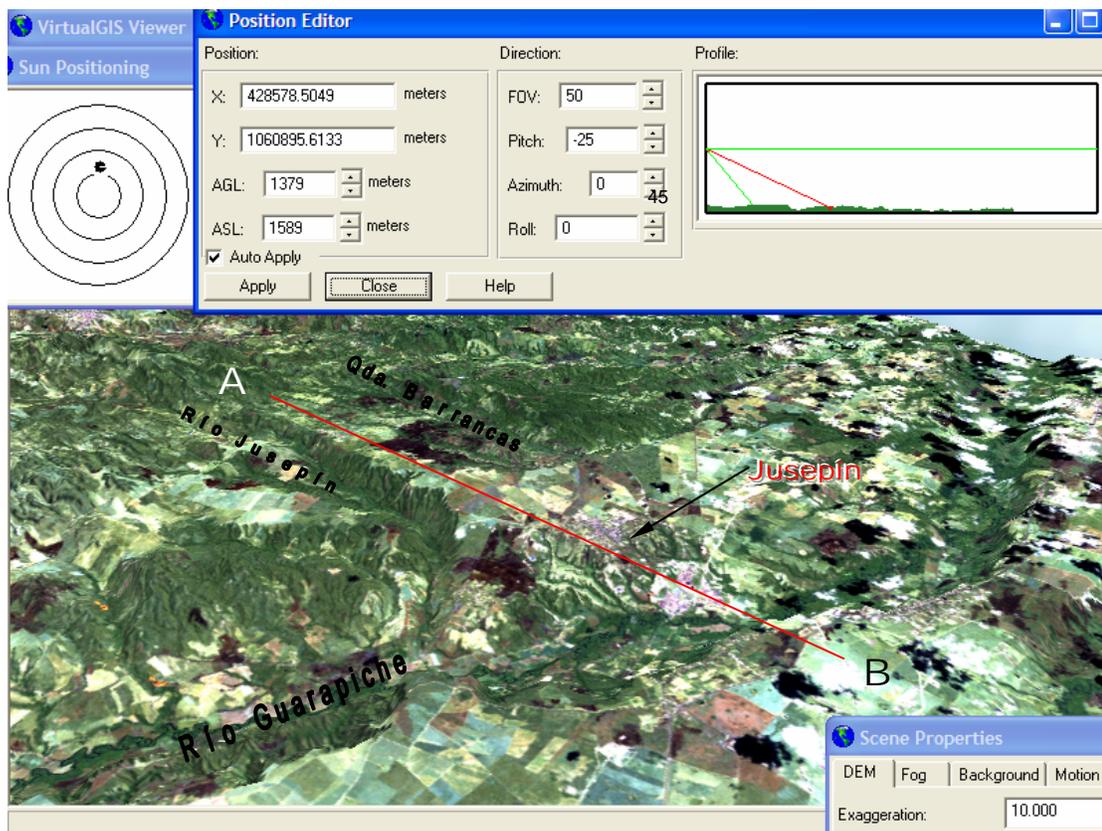


Figura 8.1.3. Imagen 3D (azimuth 045°) y escala vertical exagerada del pueblo Jusepín, la quebrada Barrancas y los ríos Jusepín y Guarapiche. Línea roja representa el corte de la figura 8.1.4.

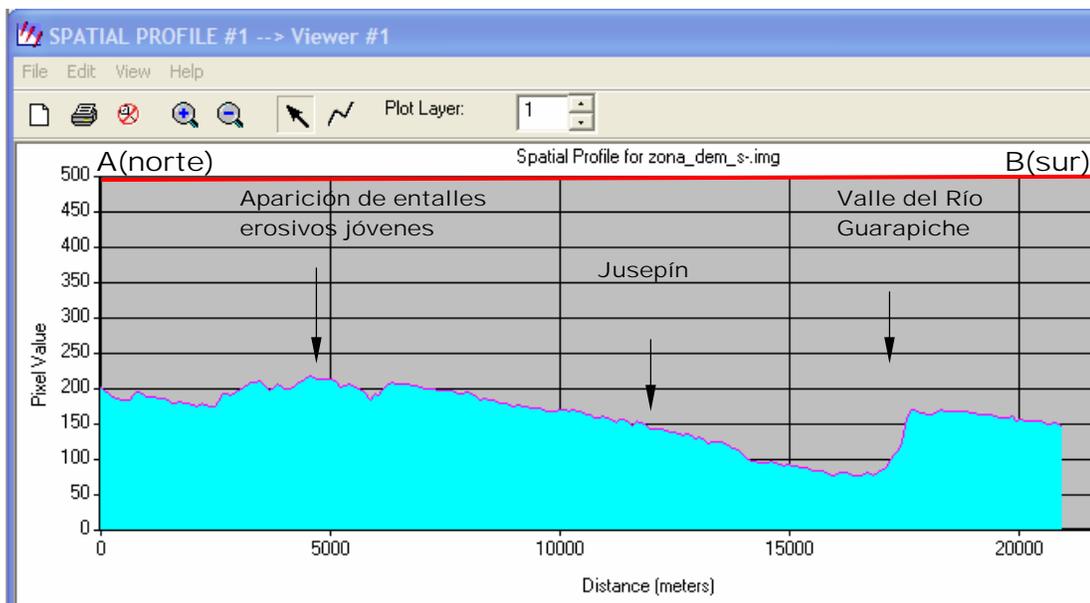


Figura 8.1.4. Corte topográfico A-B Caituco-Potrерito.

Cuando la quebrada y el río se aproximan a la mesa de Masacua (Jusepín) se encuentran con el alto topográfico representado por la ordenada 5000 del perfil (figura 8.1.4).

La profundidad del entalle de los ríos refleja la amplitud sumaria de las elevaciones transcurridas desde la época de formación de la red fluvial. Numerosos investigadores prestaron atención al hecho de que el grado de formación de fracturación del relieve, en particular, el “carácter barrancoso”, es decir, la densidad de la red de barrancos, es proporcional a la intensidad de las elevaciones. A lo largo de la periferia de las elevaciones anticlinales en crecimiento y en la llanura vecina se registró la aparición de quebradas – entalles erosivos jóvenes. Tal es el caso de los Ríos Aragua, Bejucales y Guarapiche (ver figura anterior).

Resulta importante mencionar que es muy difícil, por no decir imposible, observar esta deformación recorriendo la carretera desde Caituco a Jusepín, he aquí la importancia que adquieren este tipo de modelos 3D en la interpretación geomorfológica.

VIII.1.2.1.- Definición y calibración de los corrimientos frontales con base en evidencias geomorfológicas de fallamiento activo.

Las deformaciones locales y regionales por fallas y basculamientos que afectan la Formación Mesa desde el piedemonte hasta el río Amana describen amplias escamasOSO-ENE, cuyas extremidades occidentales se encorvan y conectan con accidentesNO-SE según un patrón estructural en forma de “boomerang”. Se puede dividir en unidades estructurales tal como sigue:

CORRIMIENTOS FRONTALES INTERMEDIOS

a) **Corrimiento Jusepín - La Toscana**

Este accidente presenta una geometría de escamas imbricadas y vergentes al sur, que alcanzan una longitud probable de 45 km, entre Costo Aragua Arriba, Barrancas y Cotoperí. La geometría queda definida gracias a las observaciones del estudio de terrazas expuesto en el capítulo VI como sigue:

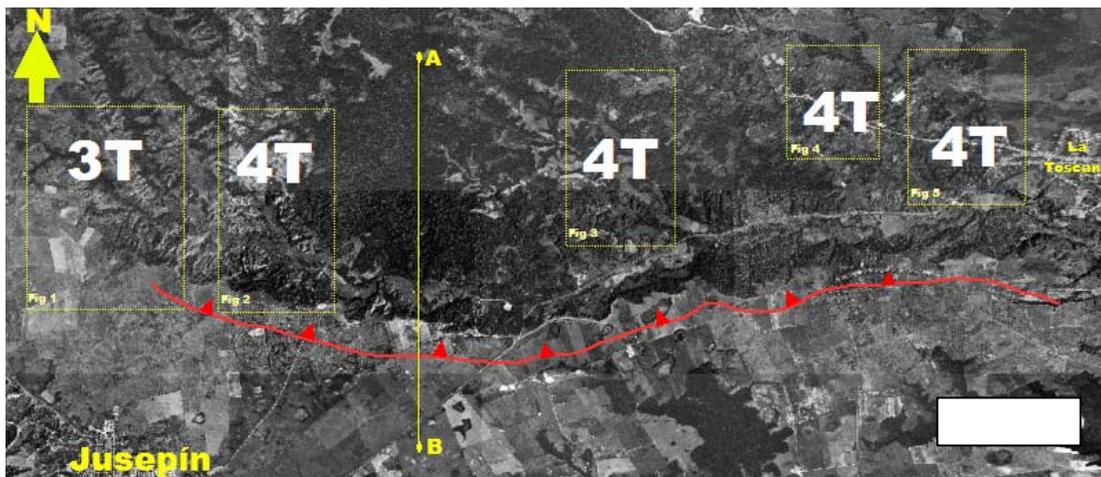


Figura 8.1.5. Fotomosaico del corrimiento Jusepín - La Toscana mostrando los niveles máximos desarrollados en cada sector.

En la figura 8.1.5 se puede observar la distribución lateral de los niveles de terrazas. Esta distribución permite ubicar hacia el oeste (izquierda del fotomosaico) la parte senital de la escama de Jusepín donde esta se amortigua. Mas adelante en este capítulo, se calibrará por medio de algunas líneas sísmicas la existencia de accidentes laterales que puedan estar controlando estas estructuras.

De oeste a este, observamos el incremento a cuatro niveles de terrazas manteniéndose constante hasta la posible terminación oriental en la Toscana.

- a) Se puede explicar tal distribución teniendo presente que ese sector está afectado por dos escamas imbricadas (Singer *et al.*, 1998), lo cual ejerce mayor deformación.
- b) Otra explicación es que esta estructura tiene su terminación lateral mucho más al este, y en la Toscana todavía se está en la zona media de la escama.
- c) Una tercera hipótesis es una deformación local adicional por parte del diapirismo asociado. Existen evidencias de campo, halladas al norte del río Aragua de volcanes de barro y menes en el campo de Oroqual. Al final de este capítulo se verifica esta hipótesis.

Por medio del corte transversal esquematizado de la figura 8.1.6 y el modelo 3D de la figura 8.1.7, se intenta explicar la génesis de estas topofomas por la acción de la tectónica activa, en tiempo t_0 , t_1 y t_2 respectivamente.

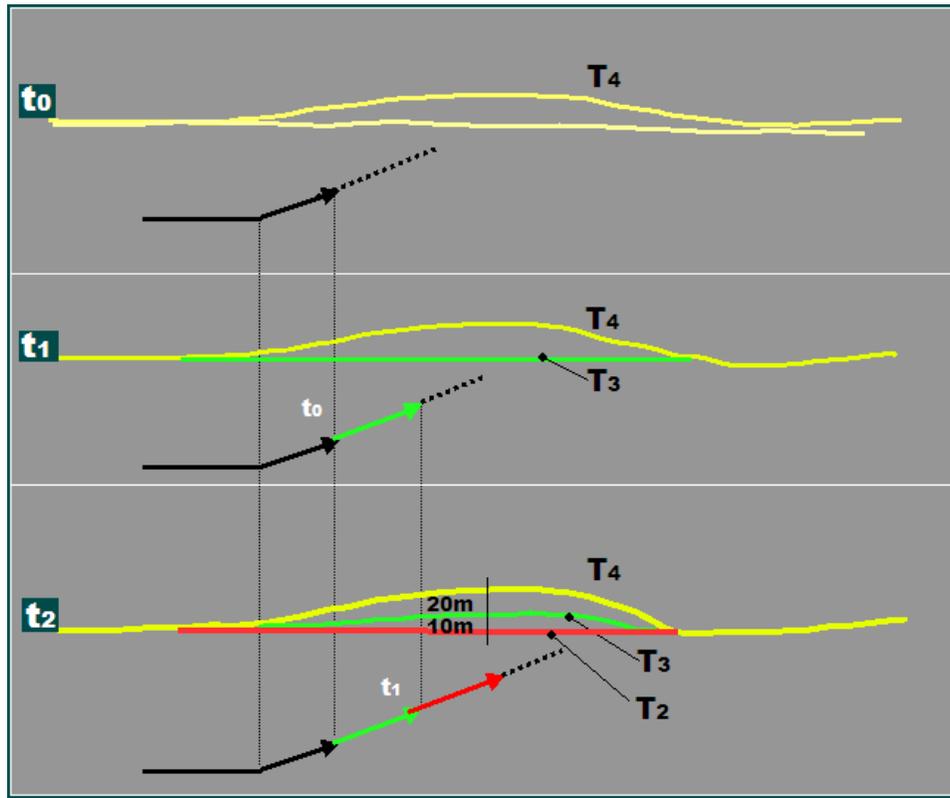


Figura 8.1.6. Corte transversal que muestra la geometría de la superficie afectada por la tectónica.

Nótese el primer nivel de terraza (T₄) con mayor incisión que los más recientes. Este es el comportamiento que se aprecia en la evolución de los niveles de terraza desde el piedemonte hasta los corrimientos frontales. Aunque en este esquema las terrazas T₄ y T₃ están deformadas, cabe decir que en muchos sectores se han encontrado estos niveles imperturbados.

Efecto Neotectónico sobre la evolución de Terrazas Modelo 3D

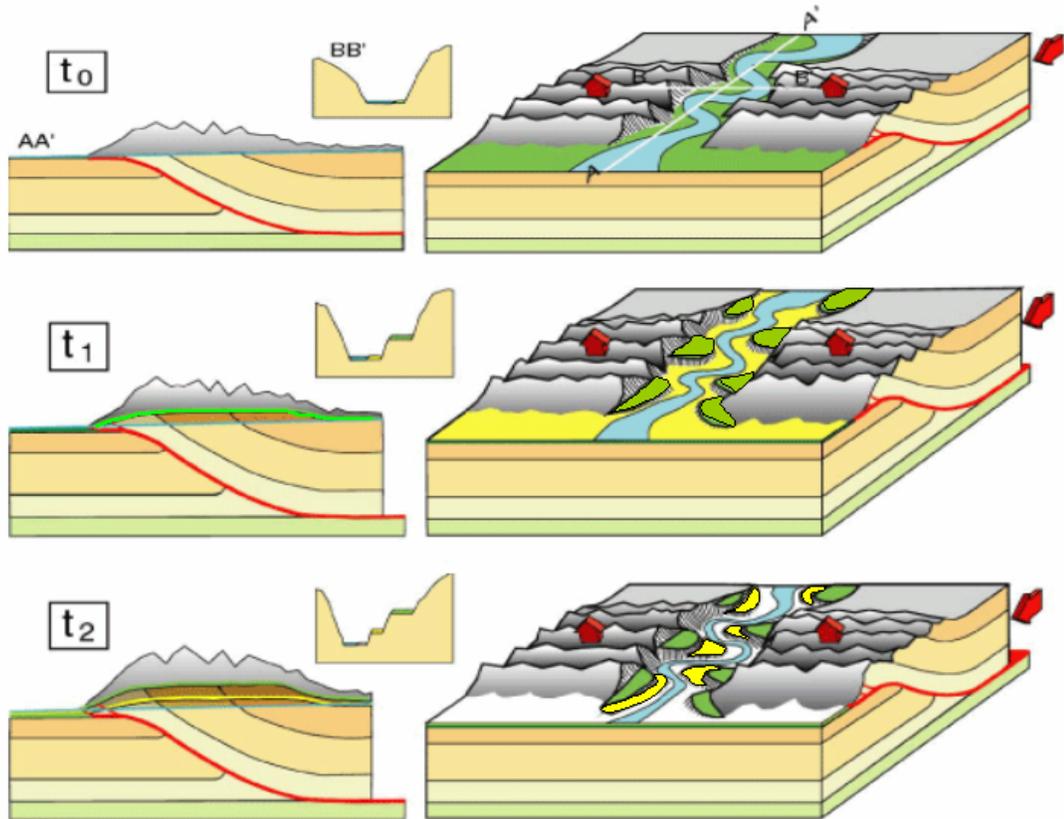


Figura 8.1.7. Modelo 3D en tiempos t_1 , t_2 y t_3 mostrando la evolución de los niveles de terraza en frentes inversos. El corte BB' es subparalelo al corrimiento.

En el corte transversal a la izquierda del modelo, el margen no escalonado (izquierdo) representa el margen derecho de los ríos Guarapiche, Aragua, etc. Sin embargo, la expresión superficial de estos frentes no es siempre un perfil asimétrico, como se puede ver en los modelos propuestos por Lavé (2001) en la figura 8.1.8.

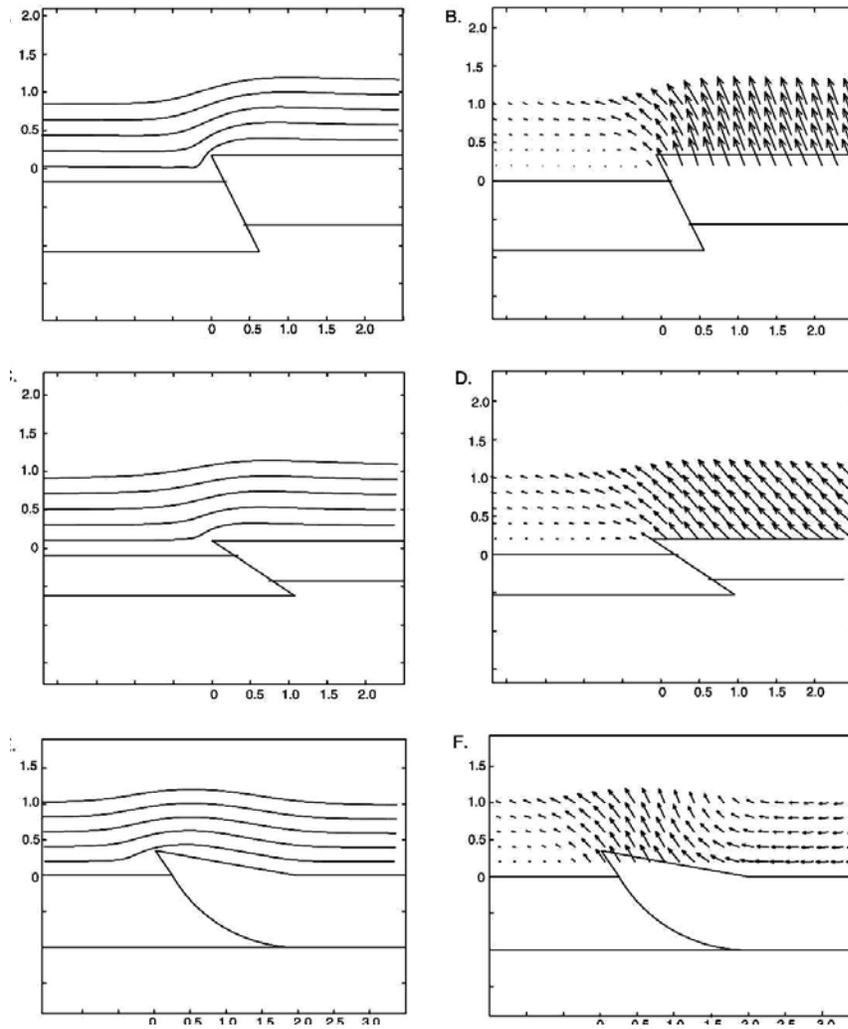


Figura 8.1.8. Diferentes modelos de deformación superficial por la propagación de estructuras en frentes inversos ciegos.

El frente de corrimiento de la segunda escama controla el flanco sur del interfluvio ubicado entre el río Aragua y la quebrada Barrancas, a lo largo de la vía hacia Aragua de Maturín, donde deforma la Formación Mesa bajo la forma de escarpes de flexura alabeados muy nítidos entre La Toscana y Altos de Castro.

Otra estructura activa y subparalela al corrimiento de La Toscana, se observa en posición mas interna a lo largo del río Aragua. Ha sido señalada en la literatura geológica petrolera como Corrimiento de Chapapotal (Petzall *et al.*, 1961; González de Juana *et al.*, 1980 citado en Singer *et al.* 1998). Esta estructura también se presenta bajo la forma de escarpes de flexura que se encorvan y atenúan hacia el oeste en una flexura continua NO-SE. Se presentan cuatro niveles de terrazas, sin contar el nivel actual de erosión del río Aragua Q_0 (figura 8.1.9).

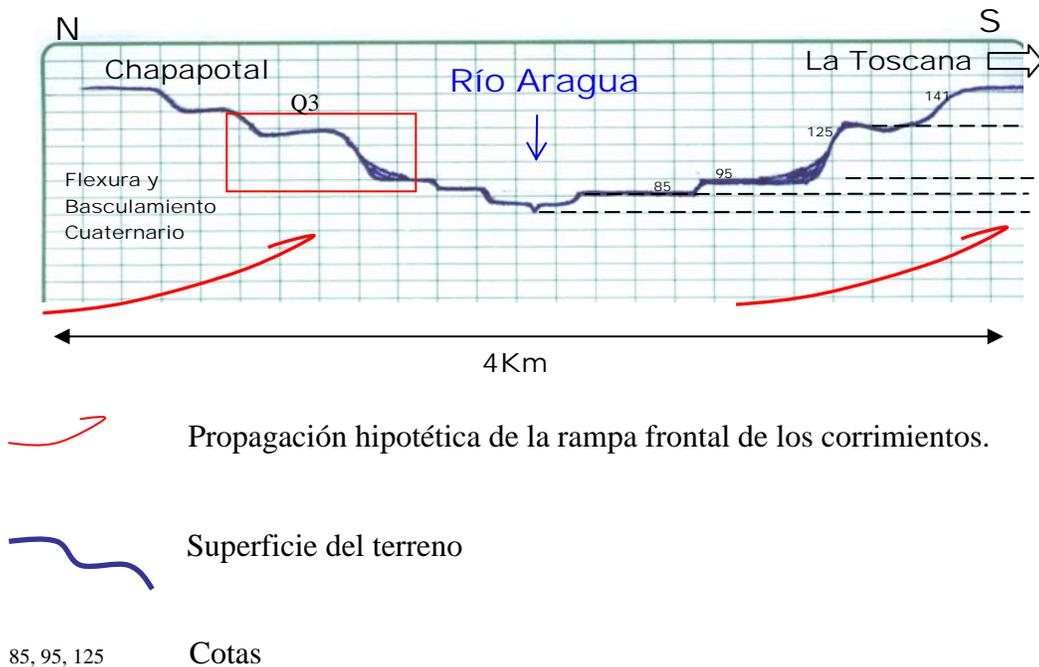


Figura 8.1.9. Corte topográfico esquematizado del valle del río Aragua en el sector La Toscana.

El frente de la segunda escama principal, imbricada con la anterior controla el trazado de la quebrada Barrancas al oeste del Bajo de La Toscana (figura 8.1.10).

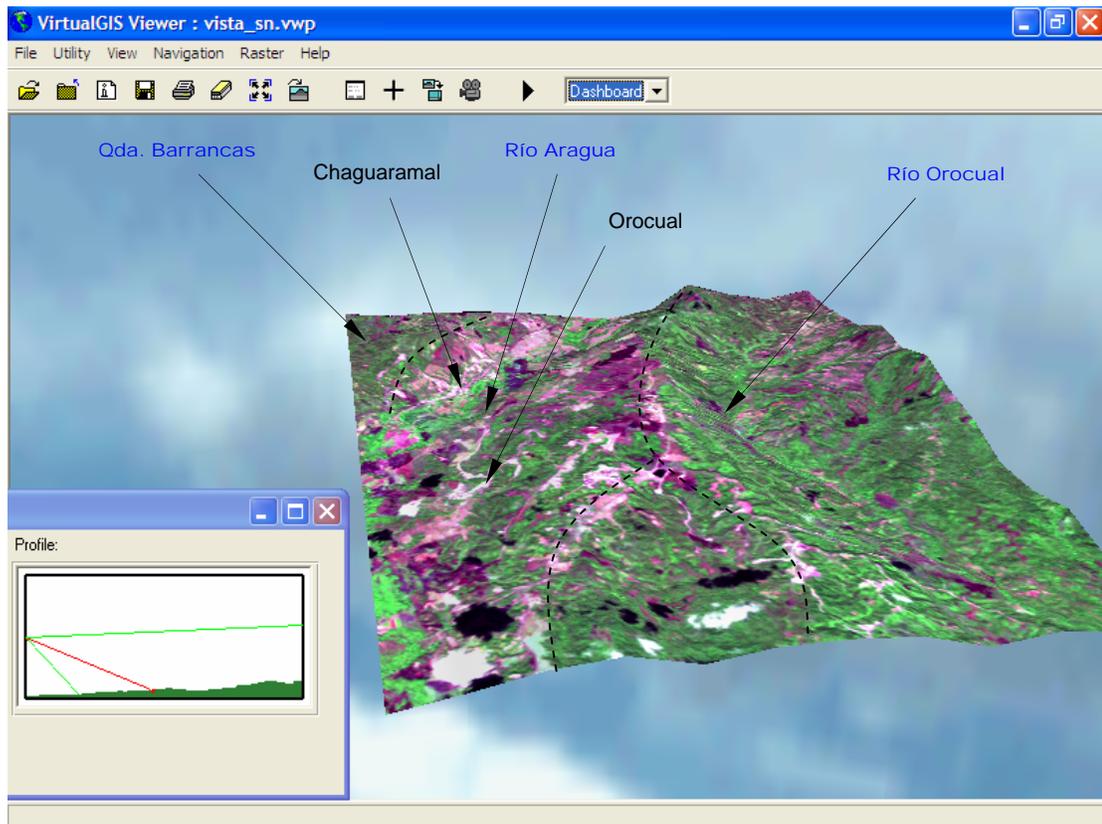


Figura 8.1.10. Imagen Landsat en 3D con exageración vertical del Sector Orocuai mostrando la deformación neotectónica y el control sobre los ríos Orocuai al norte (parte derecha de la figura) y Aragua al sur (parte izquierda). Las líneas punteadas indican la traza aproximada de las estructuras imbricadas. Rumbo de la imagen: E-O.

Un poco más al sur, existe una estructura que controla el borde de la Mesa de Masacua al sur, entre Sabaneta al este y Bejucales al oeste. Esta estructura es producto de una propagación más reciente que ha afectado los depósitos cuaternarios en la margen izquierda (norte) del río Guarapiche con tal magnitud que en algunos casos se encuentran sendos escarpes de falla degradados cerca del pueblo de Jusepín como los que se muestran en el capítulo VI en las figuras 6.24 - 6.27.

CORRIMIENTOS FRONTALES EXTERNOS

Las evidencias diagnósticas más externas de actividad reciente que se han logrado establecer en los corrimientos frontales, se ubican entre El Tejero, El Furrial y Maturín, con una probable extensión en Pedernales a través del alineamiento de volcanes de barro, aunque no puede afirmarse con seguridad que se trata de un accidente estructural único, sobre todo si se toma en cuenta el estilo estructural imbricado de estos corrimientos como resultado de su conexión con accidentes transcurrentes NO-SE. Según Singer *et al.* (1998), el alineamiento del corrimiento señalado (El Tejero-Furrial), constituye el límite sur aparente de las evidencias diagnósticas de actividad cuaternaria que se han identificado a lo largo de este tipo de estructuras en dirección del llano oriental y del Delta del Orinoco. Sin embargo, cartografía detallada sobre imágenes Landsat y Radar revelan en el río Tonoro, lineaciones importantes de algunos ríos.

b) Corrimiento de El Tejero

La alineación de altos antiformes leves que resulta del abombamiento de la Formación Mesa según un eje OSO-ENE en dirección de El Furrial es producto de la propagación del corrimiento frontal en la continuidad suroriental de la falla de Urica.

c) Corrimiento de El Furrial

La inflexión topográfica sistemática hacia el sur que se observa particularmente bien en Maturín y el Furrial en el borde norte de la mesa de Burro Negro, que domina el río Guarapiche que se muestra en la figura 6.31 del capítulo VI, fue puesta en evidencia por Zinck y Urriola (1970), y es atribuida por estos autores a la actividad de una falla normal de edad máxima Q₄ y mínima Q₃, contemporánea de la formación de la depresión tectónica pleistocena correspondiente al valle drenado del río Guarapiche. Sin embargo, la cartografía sistemática de estas deformaciones muestra que ellas corresponden a escarpes flexurados asociados con un alto estructural antiforme OSO-ENE en gran parte erosionado por la actividad del río

Guarapiche (Alvarado, 1985, citado en Singer *et al.*, 1998) y del cual subsiste un remanente importante bajo la forma de un medio domo antiforme muy amplio sobre el cual se extiende la población de Maturín, así como algunas estructuras menores, como por ejemplo el pliegue antiforme que deforma la Formación Mesa al oeste del Cementerio de El Furrial (Singer *et al.*, 1998).

El corrimiento de El Furrial – Maturín, podría conectarse con un accidente NO-SE paralelo a la traza activa de la falla de Urica.

Por medio del siguiente esquema (figura 8.1.11), presentado por Lavé *et al.* (2001) en el estudio de la incisión fluvial por tectónica del levantamiento en Nepal Central, podemos añadir elementos a la génesis del perfil disimétrico en el río Guarapiche (aplicable a los otros drenajes) como se muestra en la interpretación de la figura 8.1.12 (página siguiente). En ella, se ha cambiado la anterior percepción del farallón sur del río Guarapiche como gradas que desnivelaban el Pleistoceno; en cambio, se comparte la teoría de Singer *et al.* (1998), donde el río Guarapiche, y en general, la mayoría de los ríos de la parte norte de la cuenca, están socavando las crestas de los antifformes generados por la propagación de los corrimientos frontales.

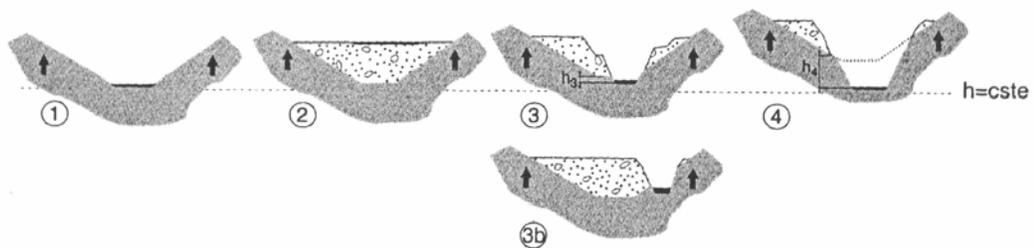


Figura 8.1.11. Historia de la incisión y agradación fluvial (modificado de Lavé, 2001)

Compárese esta interpretación 2D con el modelo 3D de la figura 8.1.13.

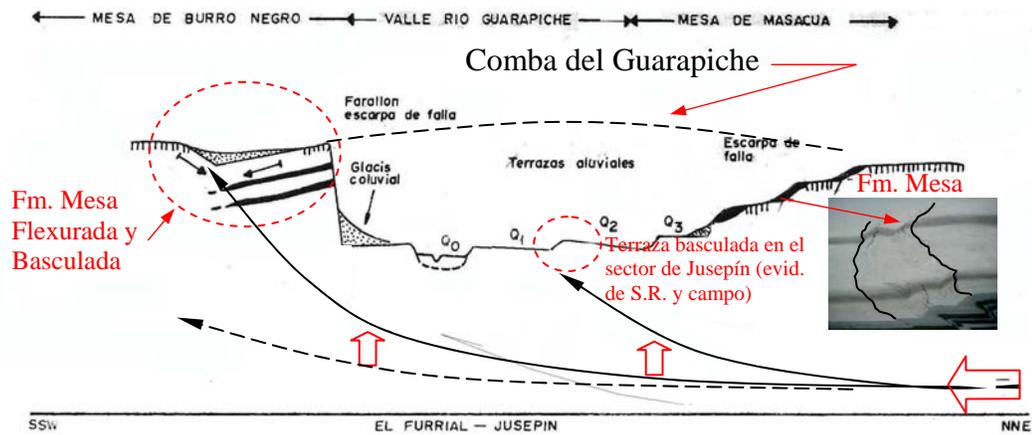


Figura 8.1.12. Corte esquemático del Valle del río Guarapiche mostrando la actividad reciente de los corrimientos frontales sobre las mesas de Masacua y Burro Negro (modificado de Zinck, 1970).

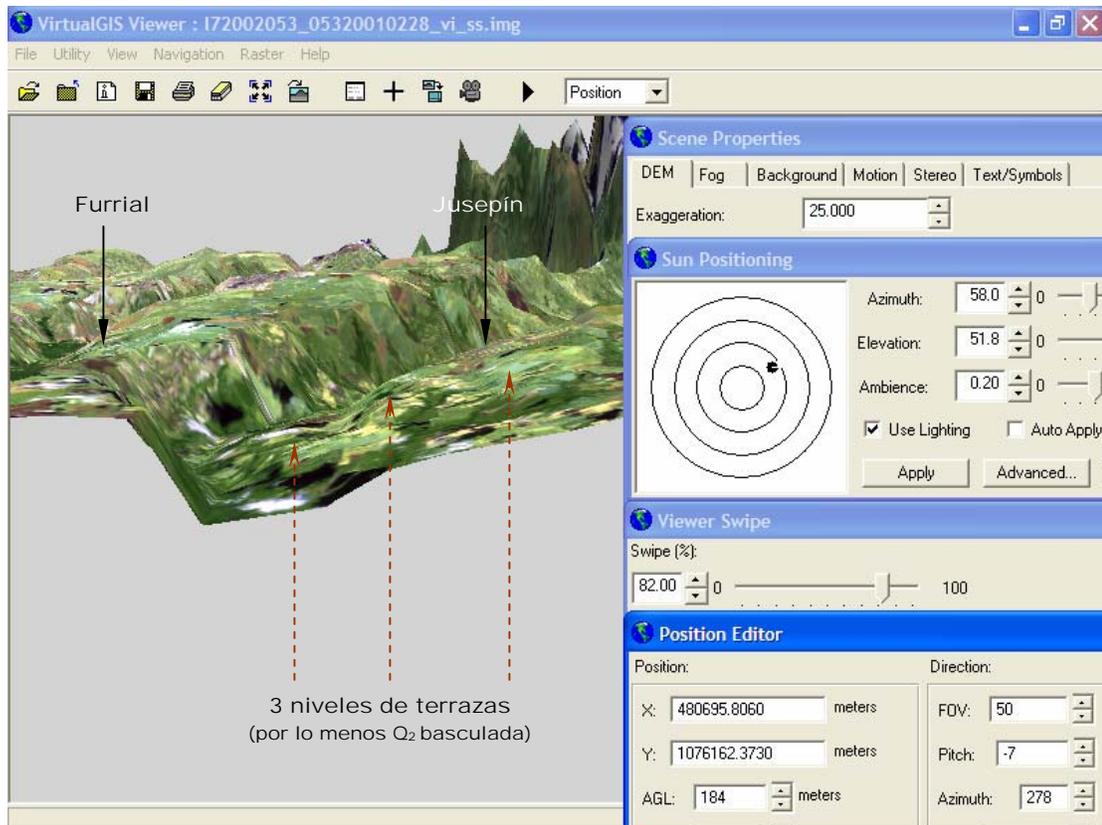


Figura 8.1.13. Imagen Landsat en 3D del sector Furrial – Jusepín (sur - norte) mostrando el perfil asimétrico del valle del río Guarapiche. Rumbo del imagen: E-O.

A través del perfil transversal disimétrico de los valles tenemos los márgenes izquierdos (norte) caracterizados por pendientes suaves, y los márgenes derechos (sur) siempre representado por un escarpe abrupto, casi vertical. Este contraste se aprecia también al nivel de los depósitos aluviales (figura 8.1.14).

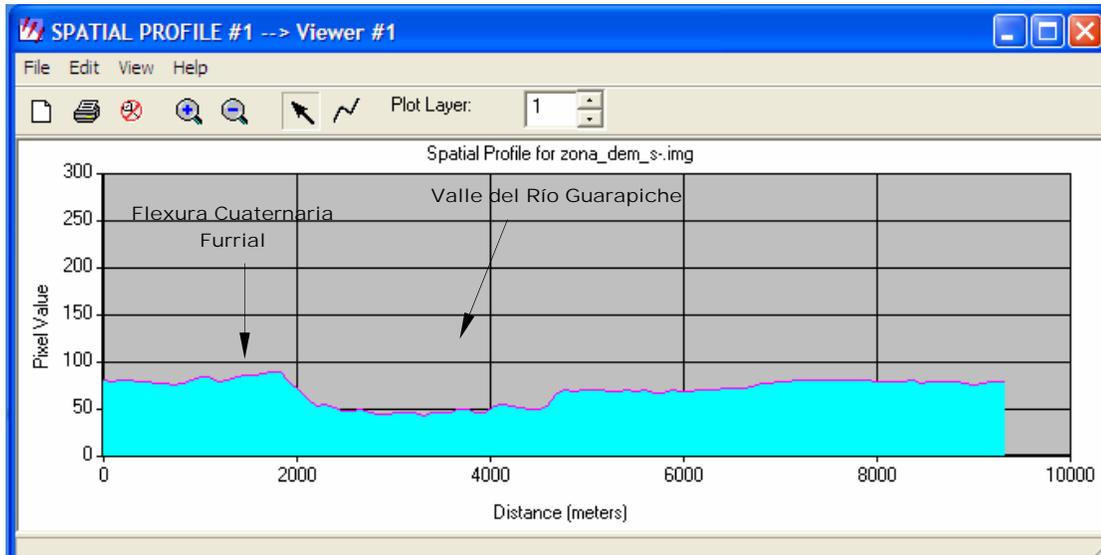


Figura 8.1.14. Perfil Topográfico S-N (Furrial – La Toscana).

El mayor número de niveles de terrazas aluviales se encuentran en la margen izquierda, mientras que la vega derecha es muy limitada, muchas veces el río corre al pie del farallón sur.

Según Zinck (1970), en los valles incisos de la Formación Mesa se han podido observar hasta 4 niveles de terrazas aluviales. A la altura de Jusepín, el Río Guarapiche tiene 4 niveles de terrazas encajonados que van del Q_0 hasta Q_3 . En los valles de los ríos Aragua y Amana, también se identificaron estos mismos niveles. El Río Tonoro (al sur de la zona de estudio) en su tramo superior, posee los niveles aluviales Q_1 y Q_2 , mientras que la terraza Q_3 corresponde a un nivel de erosión. En la parte meridional de los llanos (ríos Tigre, Morichal Largo y Yabo) los niveles de terraza se limitan a dos, un nivel Q_1 y el lecho mayor de inundación Holoceno.

Por su parte, en las laderas del sinclinal colgado de Cerro Aragua, en el piedemonte de la Serranía, se encontraron aproximadamente 10 niveles de erosión más de 4 niveles corresponden a terrazas aluviales.

Si se relacionan: (a) la disminución del vigor de los entalles de los valles de los ríos hacia el sur, (b) la imperceptibilidad de la discordancia pre-Mesa a medida que nos alejamos del Piedemonte, y (discutido en el párrafo anterior) (c) la disminución de los niveles de terrazas en el mismo sentido; existen suficientes elementos para plantear la pérdida progresiva de la deformación neotectónica a medida que nos alejamos del frente de deformación. Sin embargo, en el valle del río Guarapiche se encuentra Q_2 basculada, lo que indica que la escama de Jusepín es posterior a el Furrial (mas al norte) y por tanto reactivada en la zona de debilidad creada por la acción erosiva en el valle del mismo río. Esto ejemplifica el marco tectónico de corrimientos sinerosivos.

VIII.2.- INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

VIII.2.1- BORDE MERIDIONAL Y PIEDEMORTE DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR ORIENTAL

La información estratigráfica y cartografía geológica en el frente de montaña es tomada de autores como Bellizzia (1976), Rossi (1985), Chevalier (1991) y otros. La interpretación estructural que se muestra del borde meridional y el piedemonte de la Serranía del interior Oriental, es producto de la interpretación de imágenes LANDSAT ETM-7 y RADAR ERS-2 en 2 y 3 dimensiones y trabajo geológico de campo. En este manuscrito se presentan algunas de estas imágenes en las figuras 8.2.1 y 8.2.2:

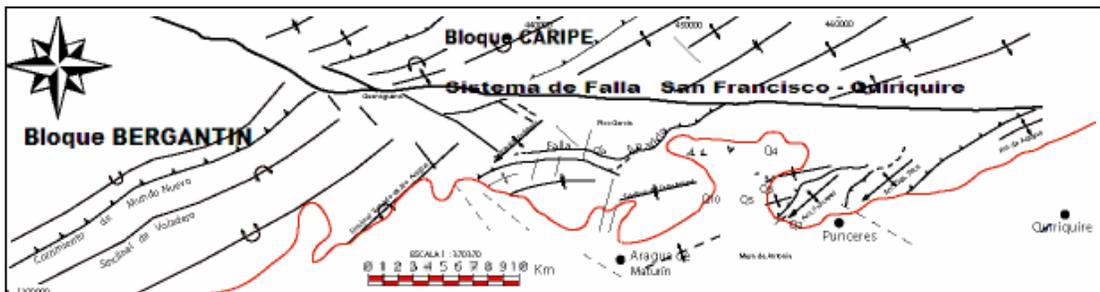
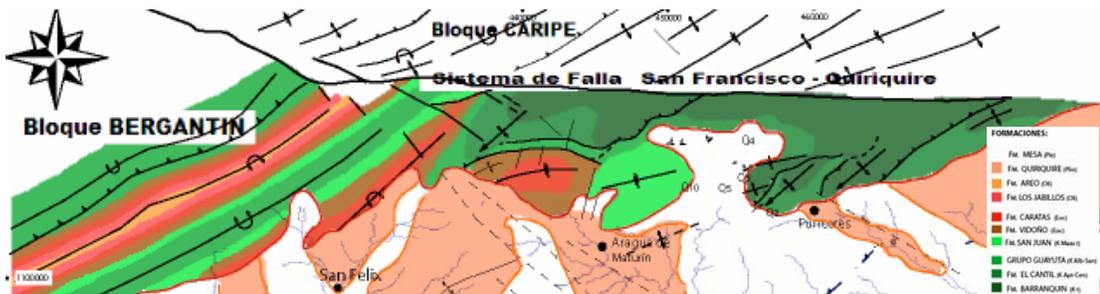


Figura 8.2.1. Interpretación tectono - estratigráfica del frente de montaña y parte meridional de la Serranía del Interior (modificado Rossi, 1985).

Se presenta sobre un extracto de imagen radar la interpretación tectono-estratigráfica del Piedemonte de la Serranía (figura 8.2.2).

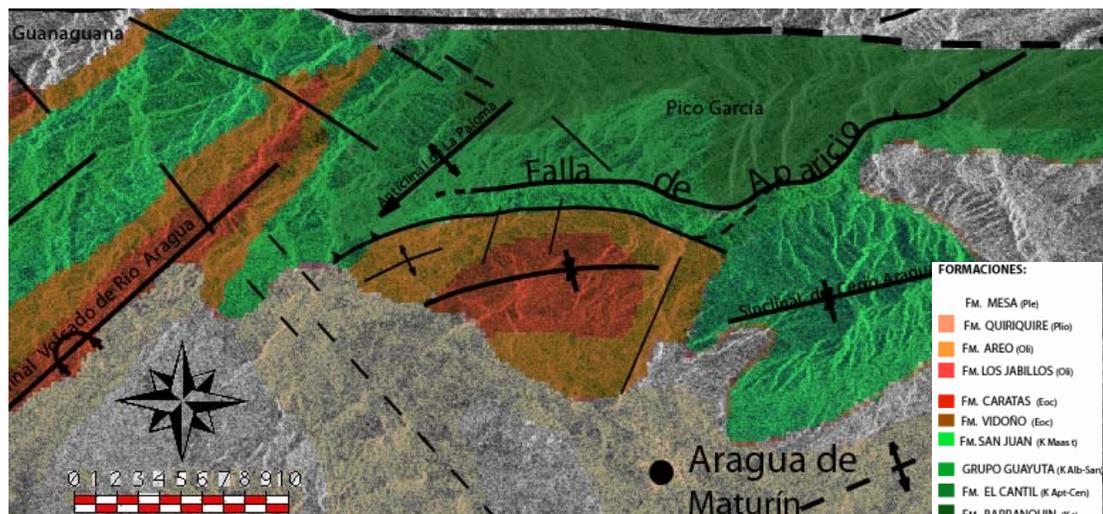
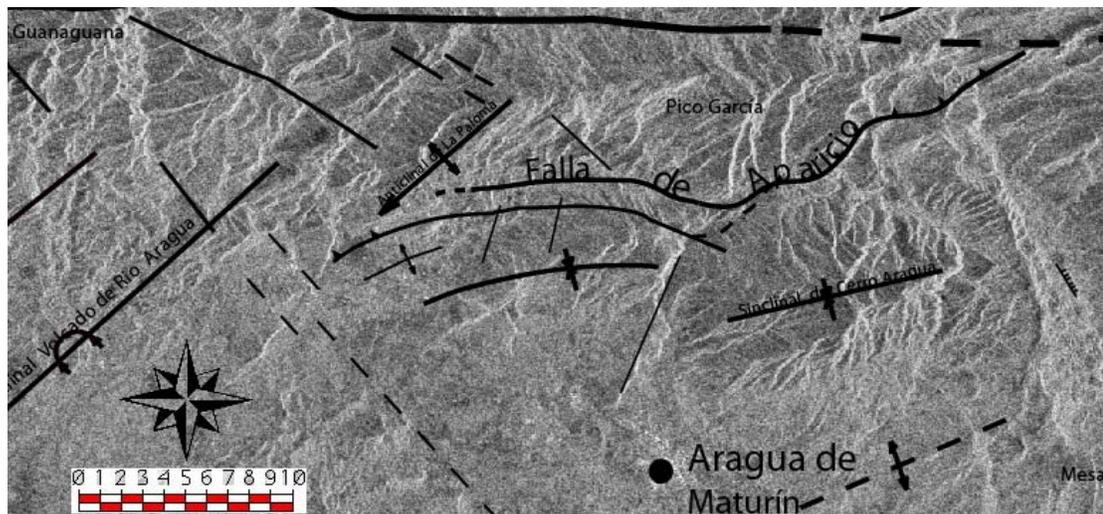


Figura 8.2.2. Imagen RADAR interpretada del piedemonte de la Serranía en el sector de Aragua de Maturín.

El esquema estructural que se muestra a continuación (figura 8.2.3) es una modificación del modelo propuesto por Rossi (1985), con base en las evidencias antes planteadas.

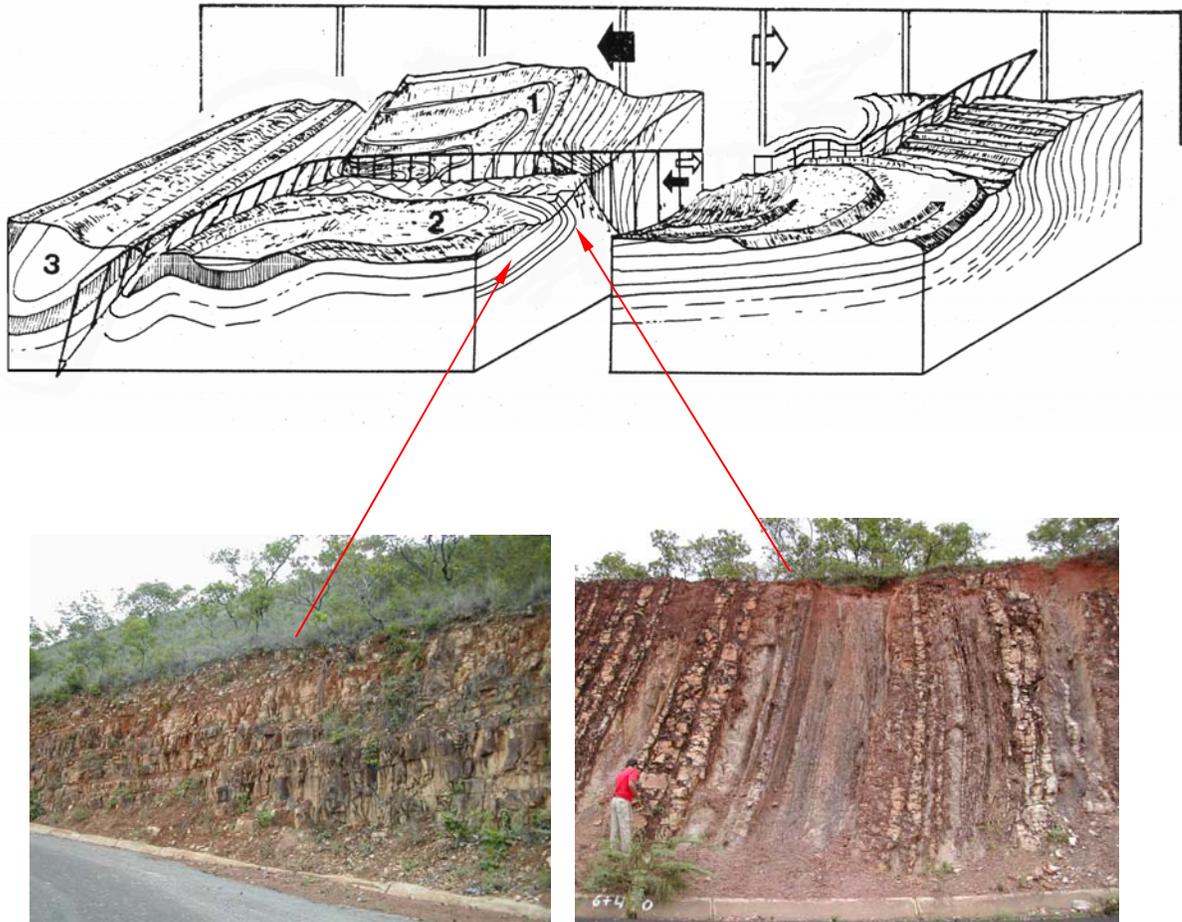


Figura 8.2.3. Esquema estructural en el Piedemonte de la Serranía: (1) Cerro García (2) Cerro Aragua (3) Sinclinal de Río Aragua. En las fotos adjuntas se aprecia el cambio de buzamiento de la formación San Juan y San Antonio sobre la carretera, evidencia del plegamiento en caja y de la verticalización de las capas al acercarse a la falla de Aparicio en su flanco septentrional (modificado de Rossi,1985).

Con base en la descripción del capítulo VII.1.1 de las estructuras del frente de montaña, se tiene:

En el modelo propuesto por Rossi (1985), el autor considera que la deformación tectónica inversa de la falla de Aparicio que afecta a la Formación San Antonio, pertenecen a un escenario paralelo dentro del corredor de la falla y no afecta de igual manera a la Formación San Juan. Sin embargo, encontrar las trazas del flanco septentrional del sinclinal de Cerro Aragua (Formación San Juan) formando un “kink” sobre la superficie, es una prueba ineluctable del plegamiento de toda una estructura en “Z” que comienza en el sur con el Sinclinal de Cerro Aragua y continúa después de la falla de Aparicio con el anticlinal en caja de Cerro García. Esto es asociable al estilo en caja que tienen numerosos pliegues en el bloque Caripe de la Serranía del Interior Oriental (como por ejemplo, el sinclinal en caja de tierra Blanca entre Cerro Grande y Cerro Negro y en el poblado de San Francisco de Maturín). Otra herramienta importante para alcanzar este modelo fue el uso de imágenes en 3D como la que se muestra a continuación en la figura 8.2.4.

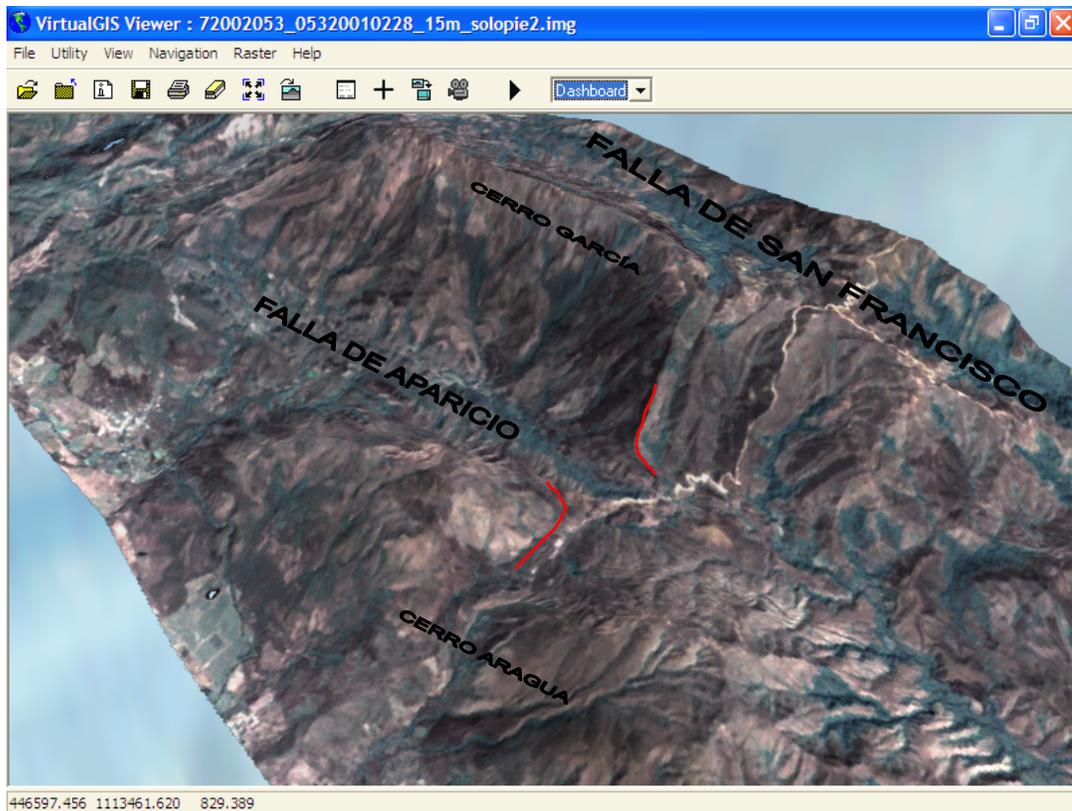


Figura 8.2.4. Imagen 3D del piedemonte . Rumbo de la imagen: SE-NO, pitch: -50°.

Se termina este sección mostrando el corte geológico esquematizado del piedemonte de la Serranía, entre Aragua de Maturín al sur y la falla de San Francisco al norte.

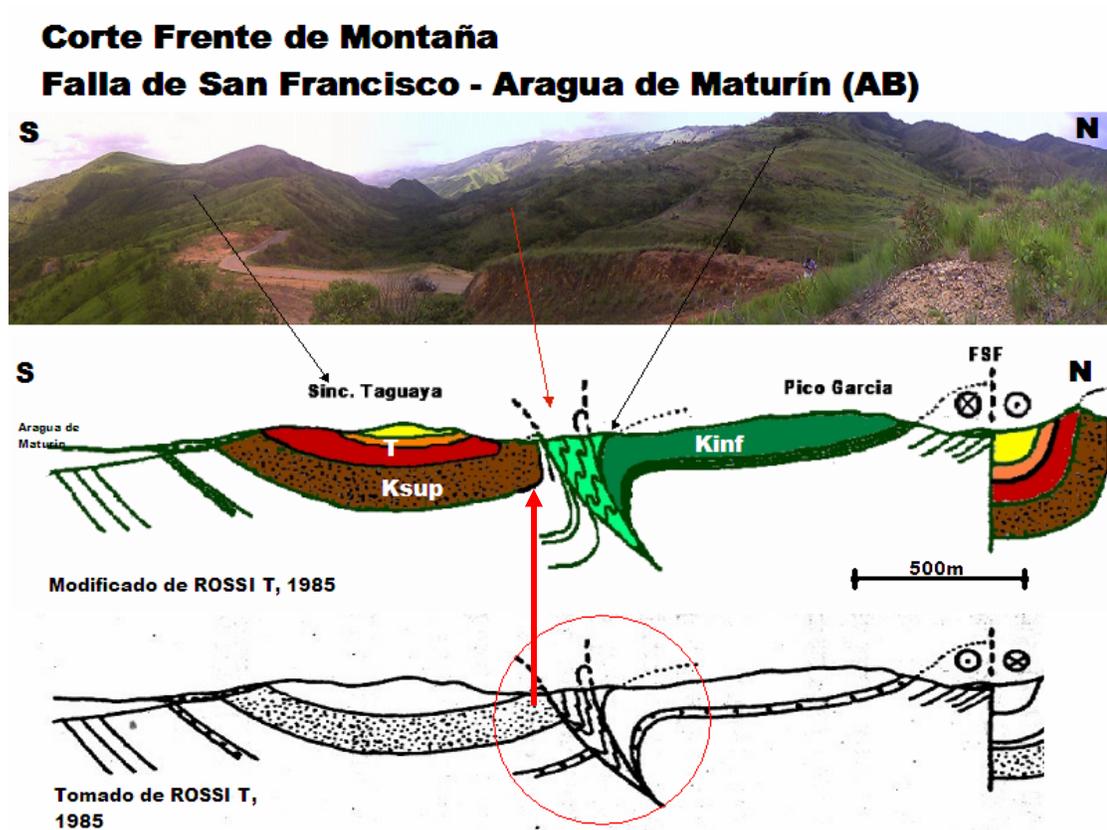


Figura 8.2.5. Corte estructural mostrando el estilo en caja de los pliegues en el Piedemonte de la Serranía y la modificación del modelo de Rossi (1985).

VIII.2.2.- ANÁLISIS DE RESULTADOS MICROTTECTÓNICOS

VIII.2.2.1.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS DE LOS PLANOS DE DIACLASAS.

La tabla 7.1 del capítulo VII es un sumario de las características microtectónicas de las fracturas en los diversos afloramientos. Se busca agrupar los elementos que guardan relación entre sí en los datos obtenidos.

Una de las características evaluadas es la frecuencia de fractura. Esta se presenta como una variable dependiente del espesor de la capa. Esto se puede constatar con los datos de las tablas 7.7 y 7.8, donde se realiza un análisis de la frecuencia de fractura en función del espesor de las capas de la secuencia y el lugar que ocupa dentro de la estructura (si la medida fue tomada en la zona apical o en los flancos de los pliegues).

De la tabla 7.2, de fracturas abiertas y cerradas del capítulo VII, el primer aspecto a resaltar es la mayor recurrencia de fracturas cerradas sobre fracturas abiertas (de estas últimas más del 50% se encuentran sin relleno).

En el primer grupo (fracturas cerradas) existen las siguientes familias:

N010	18,75%	
N060-100	15,00%	Dirección paralela al eje de los pliegues y corrimientos.
N130	12,00%	
N170	12,00%	
N150	9,00%	
N030	9,00%	
N050	6,00%	

En el segundo grupo (fracturas abiertas) existen:

N010	50,00%
N130	20,00%
N090	10,00%
N170	10,00%

La familia N10° es la dirección de fractura más recurrente en todo el frente de montaña. En segundo orden la dirección N130° y N90°. A menudo suelen encontrarse los planos E-O en conjunto con un rango más amplio de fracturas que alcanzan rumbos N70°, dirección de los ejes de la Serranía.

La litología no es una variable que controla el patrón de fractura, ya que en los cuatro grupos formacionales, las tres o cuatro familias encontradas son más o menos constantes.

Con los datos de campo se pudo generar una tabla que asocia el patrón de fracturas en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y la caracterización en función de las estructuras mayores.

Patrón de Fractura en el Frente de Montaña
Caracterización en función de las estructuras mayores

<i>Est.</i>	<i>#M</i>	<i>// pliegue</i>	<i>⊥ pliegue</i>	<i>Oblicuo al pliegue</i>	<i>Otras</i>
1	83	+			N165
2	34	+	+		N015
3	21	+	+		N165
4	24	+	+		
5 – 7	44	+			N020
8	30	+			N020
9 – 11	26	+		+	N020
12 – 13	14	+	+		
14 – 16	13	+		+	

19 – 23	40		+		N010
24	15		+	+	
27	6		+	+	N115
35 – 37	20	+			N010
39	6	+			
41	7				

LEYENDA

<i>Est.</i>	Nombre de la Estación Microtectónica
<i>#M</i>	Número de mediciones registradas
<i>// pliegue</i>	Paralelo al pliegue
<i>⊥ pliegue</i>	Perpendicular al pliegue
<i>Oblicuo al pliegue</i>	Oblicuo al pliegue
Otras	Otras direcciones importantes

Lo antes expuesto, puede verse mejor en las siguientes figuras representadas por una imagen LANDSAT interpretada, en la cual se han colocado los diagramas de rosa de rumbo y buzamiento correspondiente a cada estación.

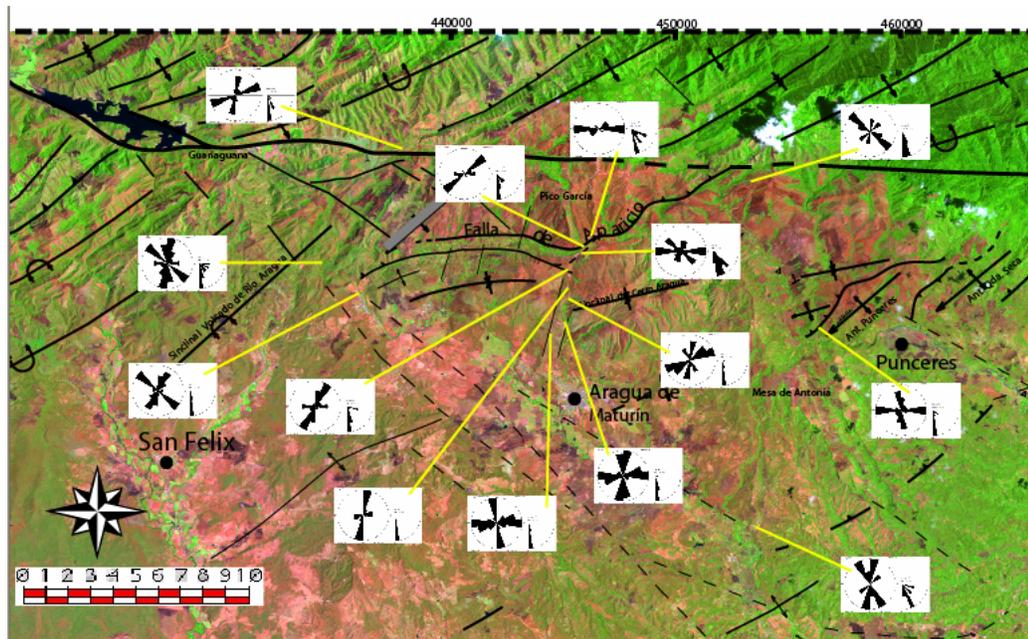


Figura 8.2.6. Imagen LANDSAT mostrando el patrón de fractura y buzamiento en las estaciones de estudio, en relación a las estructuras mayores en el frente de montaña de La Serranía del Interior Oriental

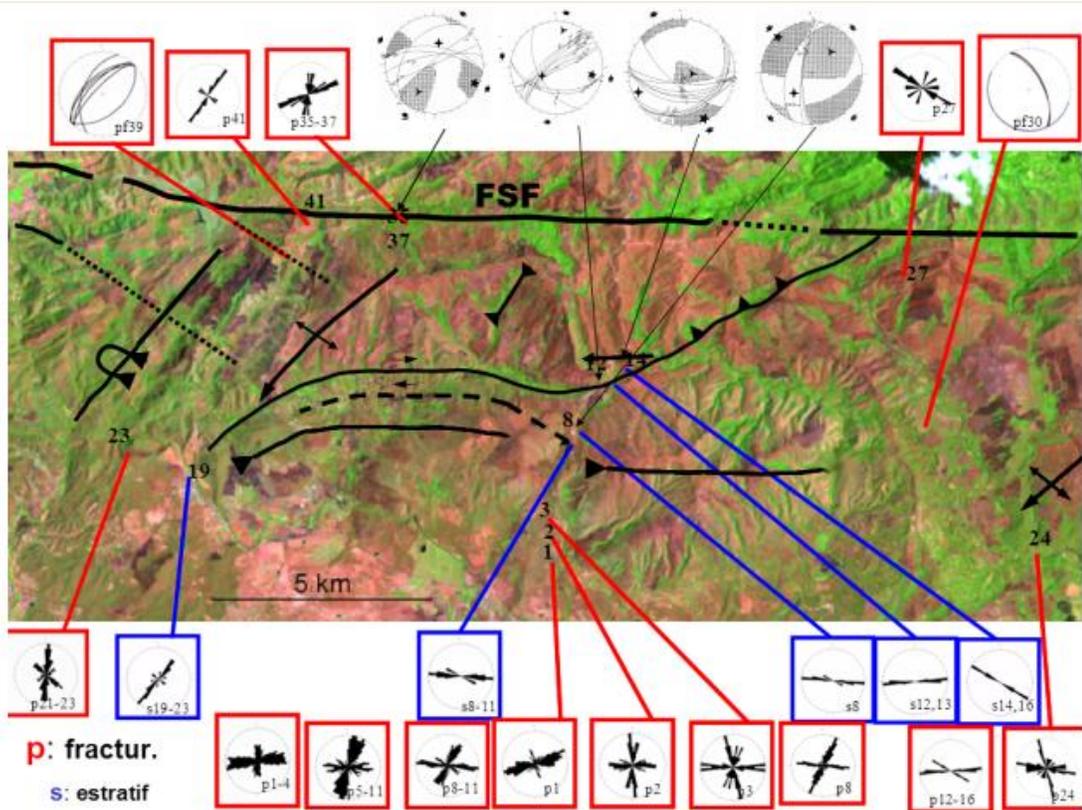


Figura 8.2.7. Imagen LANDSAT mostrando el patrón de fractura y la estratificación en relación a las estructuras mayores en el frente de Montaña de La Serranía del Interior Oriental

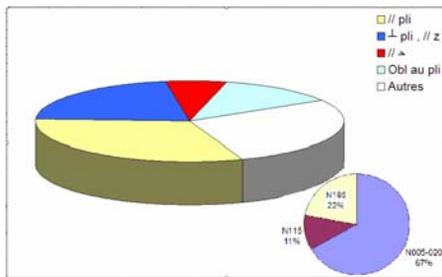


Figura 8.2.8. Diagrama Circular mostrando la proporción y relación de las fracturas en función de las estructuras mayores en el frente de montaña de La Serranía del Interior Oriental.

En la parte norte de la subcuenca de Maturín también se caracterizaron las distintas familias de diaclasas en función de la orientación de los pliegues y fallas principales.

Patrón de Fractura - parte norte de la Subcuenca
Caracterización en función de las estructuras mayores

<i>Est.</i>	<i>#M</i>	<i>// pliegue</i>	\perp <i>pliegue</i>	<i>Obl al pliegue</i>	Otras
33	4	+		+	N110 - N005
28	5		+		N005
29	15	+	+		N020
38	9		+		N020
31	5	+		+	N010-20
32	8	+	+		
34	9	+		+	N130
25,26	8			+	N130
27	6			+	N130

LEYENDA

- Est.* Nombre de la Estación Microtectónica
- #M* Número de mediciones registradas
- // pliegue* Paralelo al pliegue
- \perp *pliegue* Perpendicular al pliegue
- Obl al pli* Oblicuo al pliegue
- Otras** Otras direcciones importantes

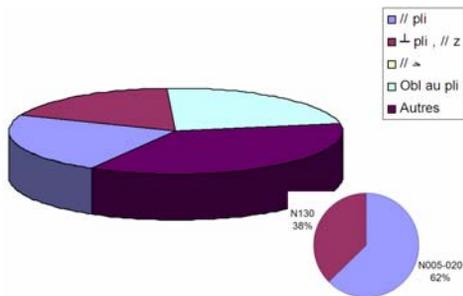


Figura 8.2.9. Diagrama circular mostrando la proporción de las estructuras mayores en función de los patrones predominantes de fracturas en la Subcuenca de Maturín.

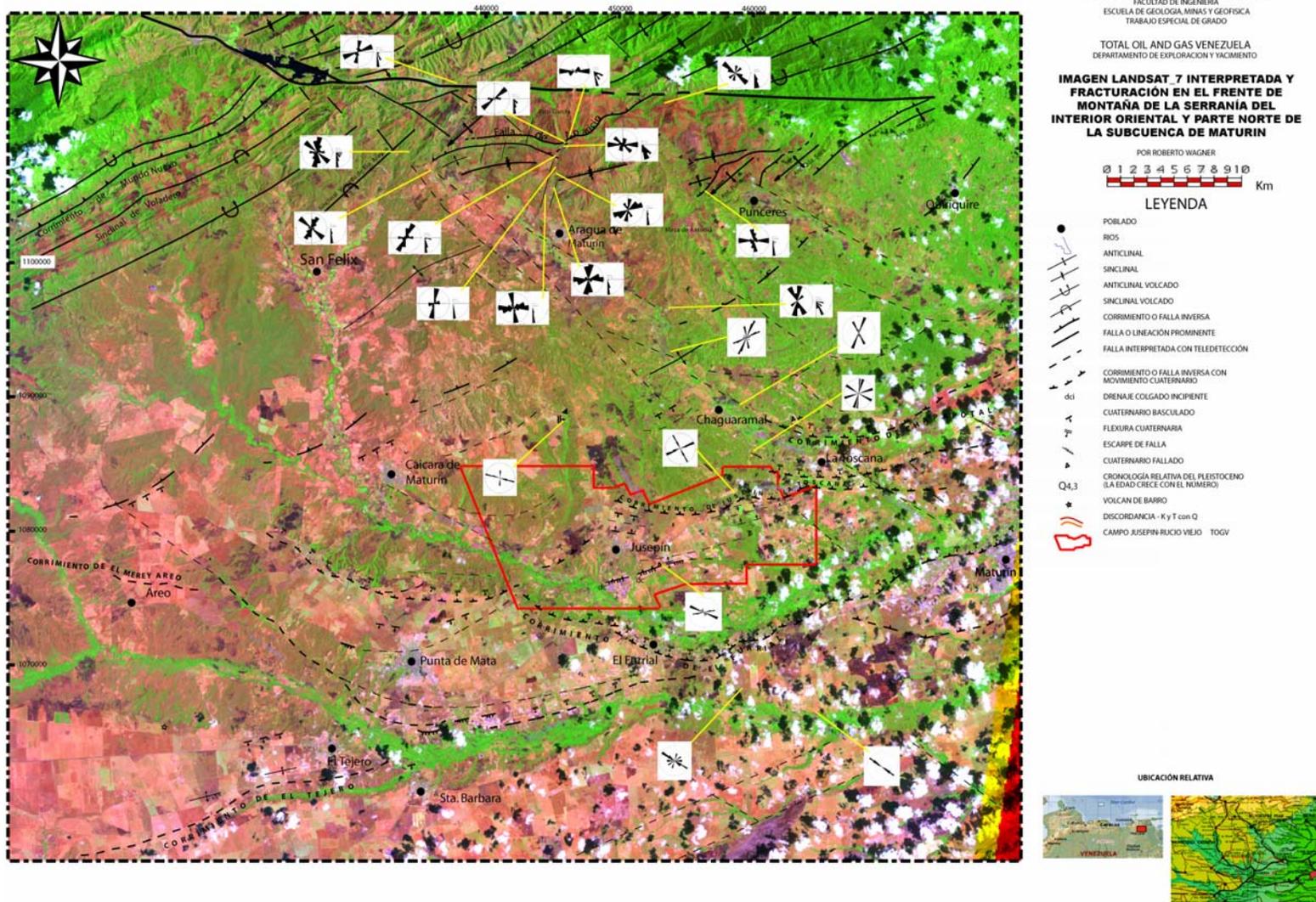


Figura 8.2.10. Producto final de la interpretación estructural sobre la Imagen LANDSAT mostrando las rosetas de fractura en la zona de estudio

VIII.2.2.1.1.- COMPARACIÓN: DATOS DE CAMPO vs. DATOS DE POZO

La siguiente figura es un croquis estructural que muestra los datos estructurales estadísticos de las fracturas abiertas de algunos pozos en el campo Jusepín de la Formación Naricual (Oligoceno). Ha sido colocado con el fin de comparar, esos datos con los datos tomados de campo y evaluar si existe correspondencia entre ambos universos.

Open Fracture

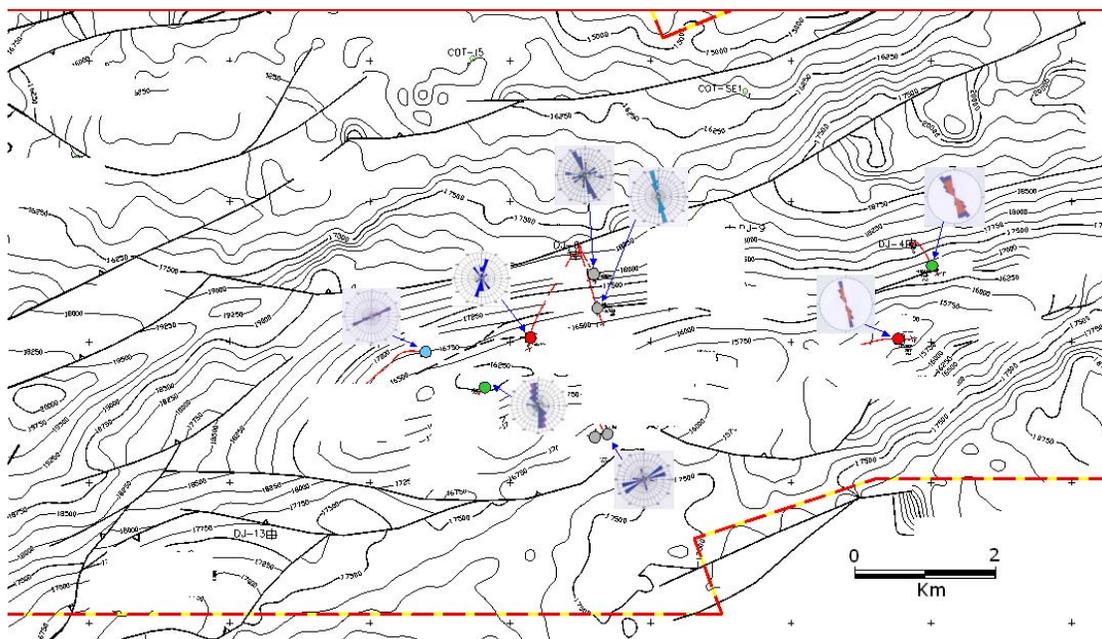


Figura 8.2.11. Datos estructurales estadísticos de fracturas abiertas en algunos pozos en el campo de Jusepín en el subsuelo en la Formación Naricual[Oli] (Tomado de Total Oil and Gas Venezuela).

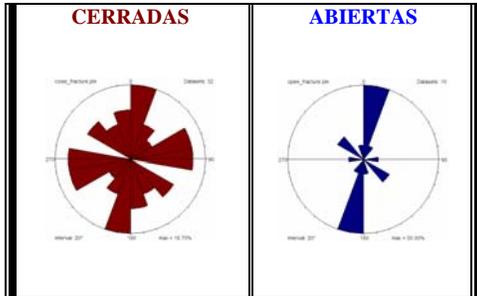
Direcciones de fractura recurrentes:

N150/160

N060/070

N015

VIII.2.2.1.2.- CONCLUSIÓN PRELIMINAR DEL ESTUDIO DE FRACTURAS



Los diagramas de rosas de la izquierda muestran las cuatro familias de fractura determinadas a lo largo de este estudio. En el esquema de la figura anterior, se incluye la dirección de las escamas frontales en subsuelo (N60°/70°) y los diagramas de rosa de las fracturas abiertas determinadas

en la Formación Naricual (Oli) en el campo Jusepín. Entre el esquema y las medidas de campo son correspondientes las fracturas de dirección N10°. En general se encuentran las direcciones N10°, N70°/E-O, N150°/160°, N130°.

La dirección N150° (dirección de primer orden en fracturas abiertas en subsuelo y común en afloramiento), coincide con el dominio de fallas normales en el frente de montaña y numerosas lineaciones de carácter kilométrico, interpretadas sobre la imagen RADAR. También lo hace la dirección N70 con la orientación de los pliegues y corrimientos. Si bien, en algunos trabajos se ha demostrado que las direcciones de los planos de fractura no coinciden con las direcciones del modelo de deformación planteado por Wilcox, más adelante se va a relacionar los resultados de este estudio con las direcciones del campo de esfuerzo y veremos la correspondencia que existe entre ambos.

VIII.2.2.2.-DISCUSIÓN DE RESULTADOS DEL ESTUDIO DE FALLAS

En la siguiente imagen Landsat se han colocado la orientación de los planos de falla agrupados por sector en el piedemonte de la Serranía.

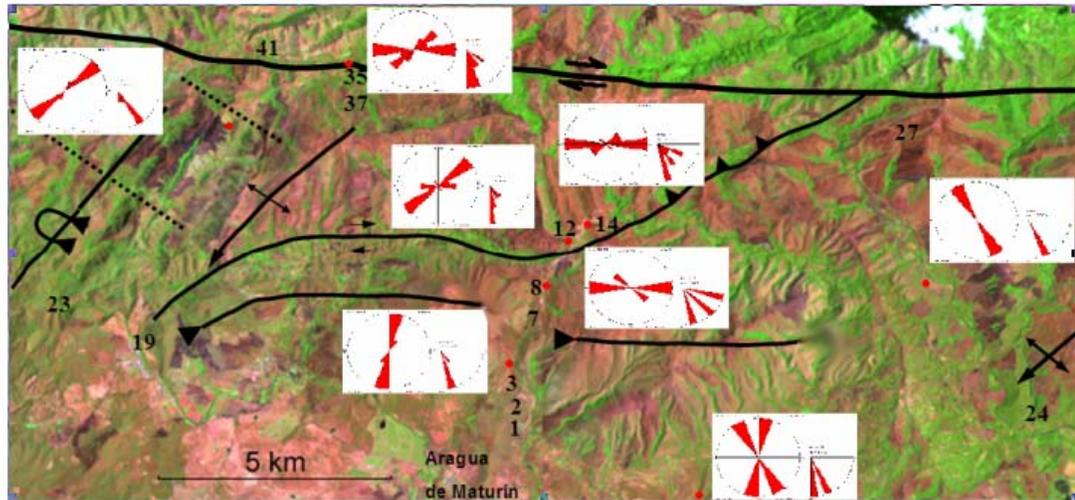
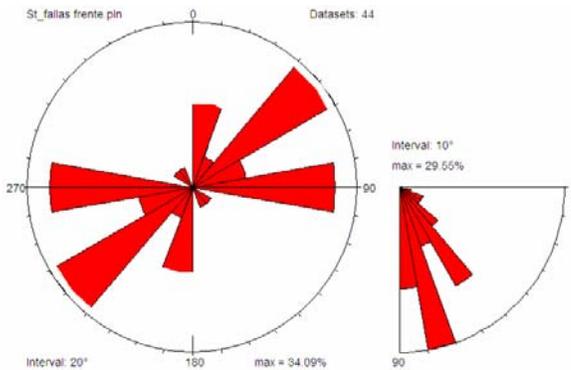


Figura 8.2.12. Imagen LANDSAT mostrando las rosetas de Planos de Falla encontrados en el frente de montaña.

En este diagrama de rosas se encuentran representadas las direcciones preferenciales de falla a lo largo del frente de montaña de la Serranía.



Nótese la orientación de los planos de fallas más recurrentes: N 50/60° y E-O en concordancia con las direcciones de ejes de pliegues; el anticlinal de La Paloma y Sinclinal volcado de Río Aragua (N50/60°) y sinclinal de Cerro Aragua y falla dextral de San Francisco (E-O).

Rumbo y Buzamiento de las fallas en el frente de Montaña

Se puede decir entonces, que existe una tendencia de las estructuras a fallarse paralelo a los planos axiales de los pliegues.

Por otro lado, Taha (1986) en su tesis doctoral sobre los problemas de trayectoria de los esfuerzos y sus perturbaciones, explica que los cambios en la trayectoria de σ_1 son provocados por el funcionamiento y geometría de la falla. La razón de la rotación de σ_1 viene dada en función del ángulo que presenta la falla con la dirección del σ_1 regional.

Beltrán y Giraldo (1989) muestran la ubicación y las direcciones de σ_1 obtenidas en diferentes zonas de la parte norte de Venezuela y la distribución de los sismos superficiales. De igual forma, con base en un estudio de la Falla del Pilar en dos sectores: Cumaná - los cerros Caigüire y Casanay - El Pilar, se aprecia la desviación de la trayectoria de σ_1 en función del campo de esfuerzos generado en ambos sistemas de fallas (figuras 8.2.13 y 8.2.14).

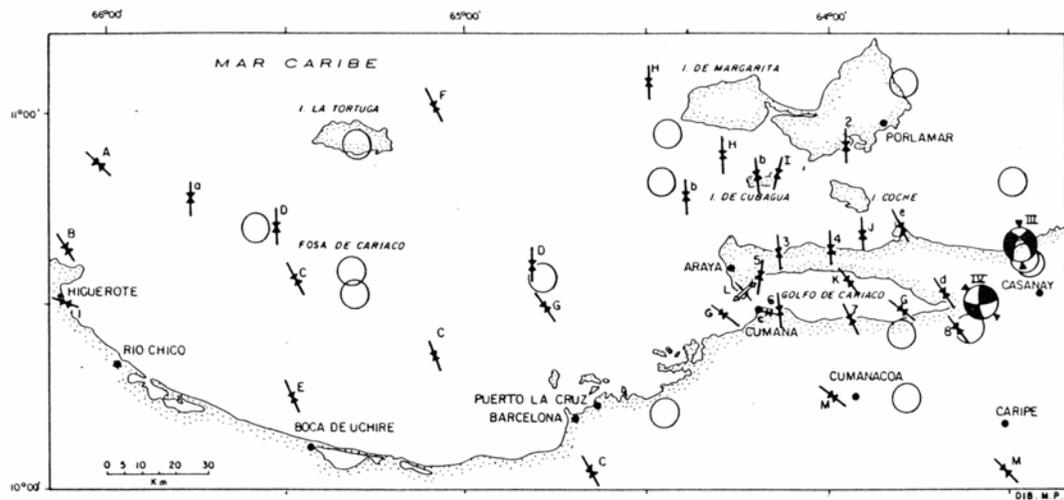


Figura 8.2.13. Ubicación de las direcciones de σ_1 obtenidas y distribución de los sismos superficiales (tomado de Beltrán y Giraldo, 1989)

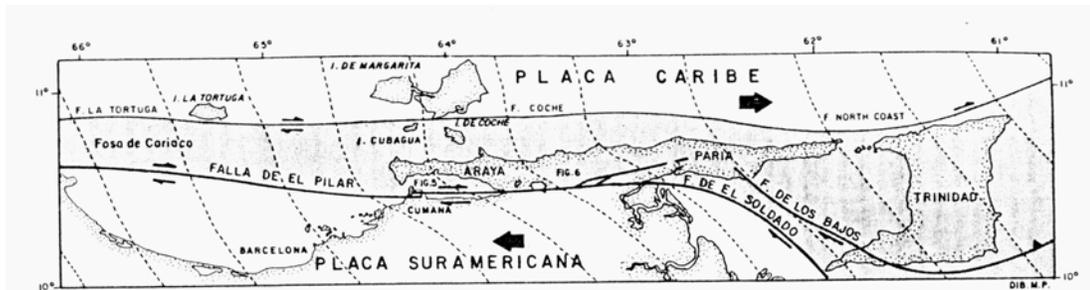


Fig.4.- Distribución del Campo de Esfuerzos Cuaternario-Actual; trayectoria de σ_1 (---).

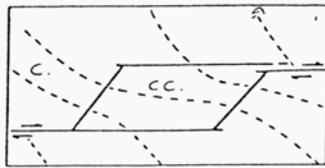


Fig.5.- Desviación de la dirección de σ_1 en los Cerros Caiquiere. (C:Cumaná, CC:Cerros Caiquiere).

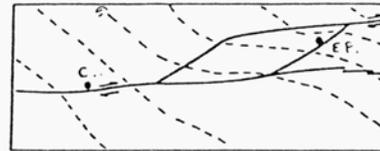


Fig.6.- Desviación de la dirección de σ_1 en la región entre Casanay y El Pilar. (C:Casanay, EP:El Pilar).

Figura 8.2.14. Desviación de la dirección de σ_1 en la región nororiental de Venezuela (tomado de Beltrán y Giraldo, 1989)

A continuación, partiendo de los datos microtectónicos de las distintas estaciones, se construye la trayectoria de σ_1 en el Piedemonte de la Serranía.

Con los datos actuales se establece que el esfuerzo principal actual está orientado cerca de la N-S / N160°. Producto de la deformación generada en el sistema transcurrente, al acercarnos a la Falla de San Francisco (límite norte) o a la Falla de Aparicio (al sur), la trayectoria es progresivamente desviada hasta hacerse incluso E-O al pasar entre dos brazos de falla, tal como sucede en el ejemplo de la Falla del Pilar en transpresión, aunque en este caso (Falla de Aparicio) el movimiento de un segundo brazo no esté actuando exactamente igual en término cinemático.

En la figura 8.2.15 se construye la trayectoria de σ_1 a lo largo del piedemonte.

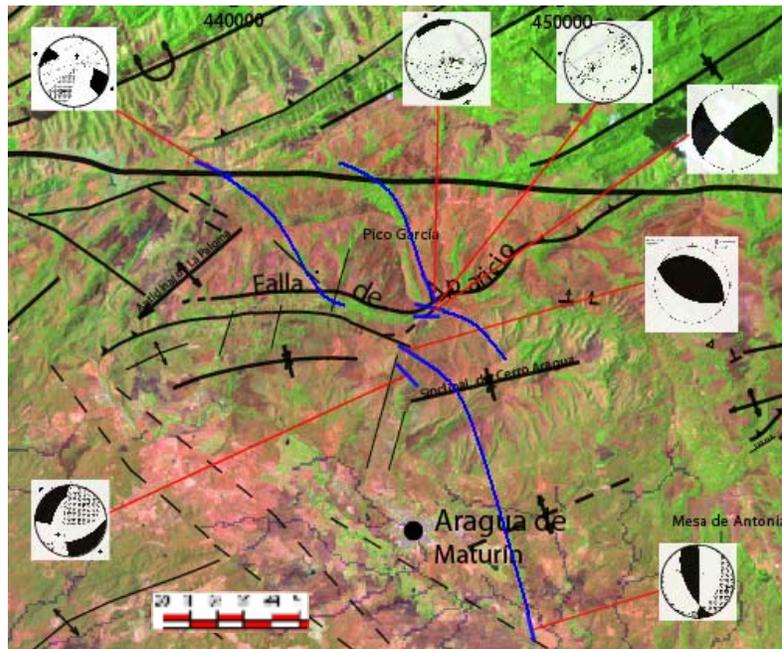


Figura 8.2.15 Trayectoria de σ_1 (líneas en color azul) en el piedemonte de la Serranía, sector Cerro García, sobre la interpretación de la imagen Landsat y diedros de deformación en las estaciones.

VIII.2.2.2.1.- COMPARACIÓN: DATOS DE CAMPO vs. DATOS DE POZO

El siguiente mapa-esquema fue extraído de un estudio enfocado en determinar la orientación y magnitud de los esfuerzos en las rocas inmediatamente alrededor de un pozo en el campo de Jusepín.

Este estudio arrojó que el esfuerzo máximo horizontal esta orientado NO-SE ($N149^\circ \pm 21.1$), aproximadamente perpendicular al corrimiento de Pirital y Masacua y coincide con el esfuerzo máximo de afloramiento.

Esto es una respuesta razonable en vista que los ejes estructurales del frente de escamas de la gran zona de El Furrial son aproximadamente paralelas al esfuerzo mínimo horizontal.

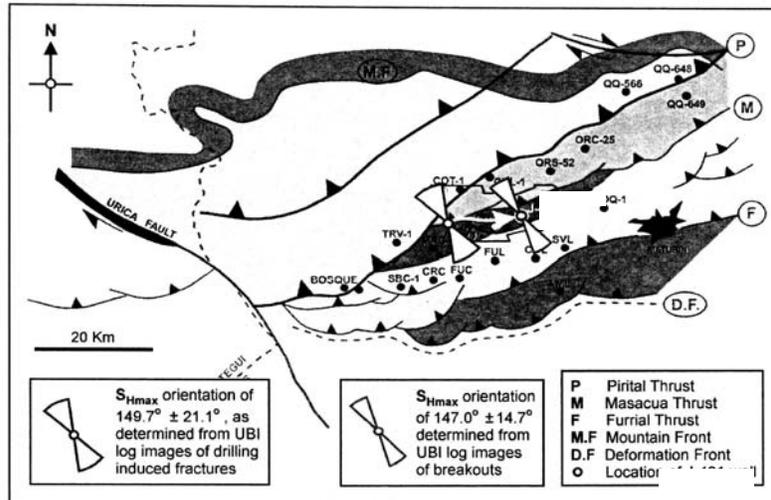
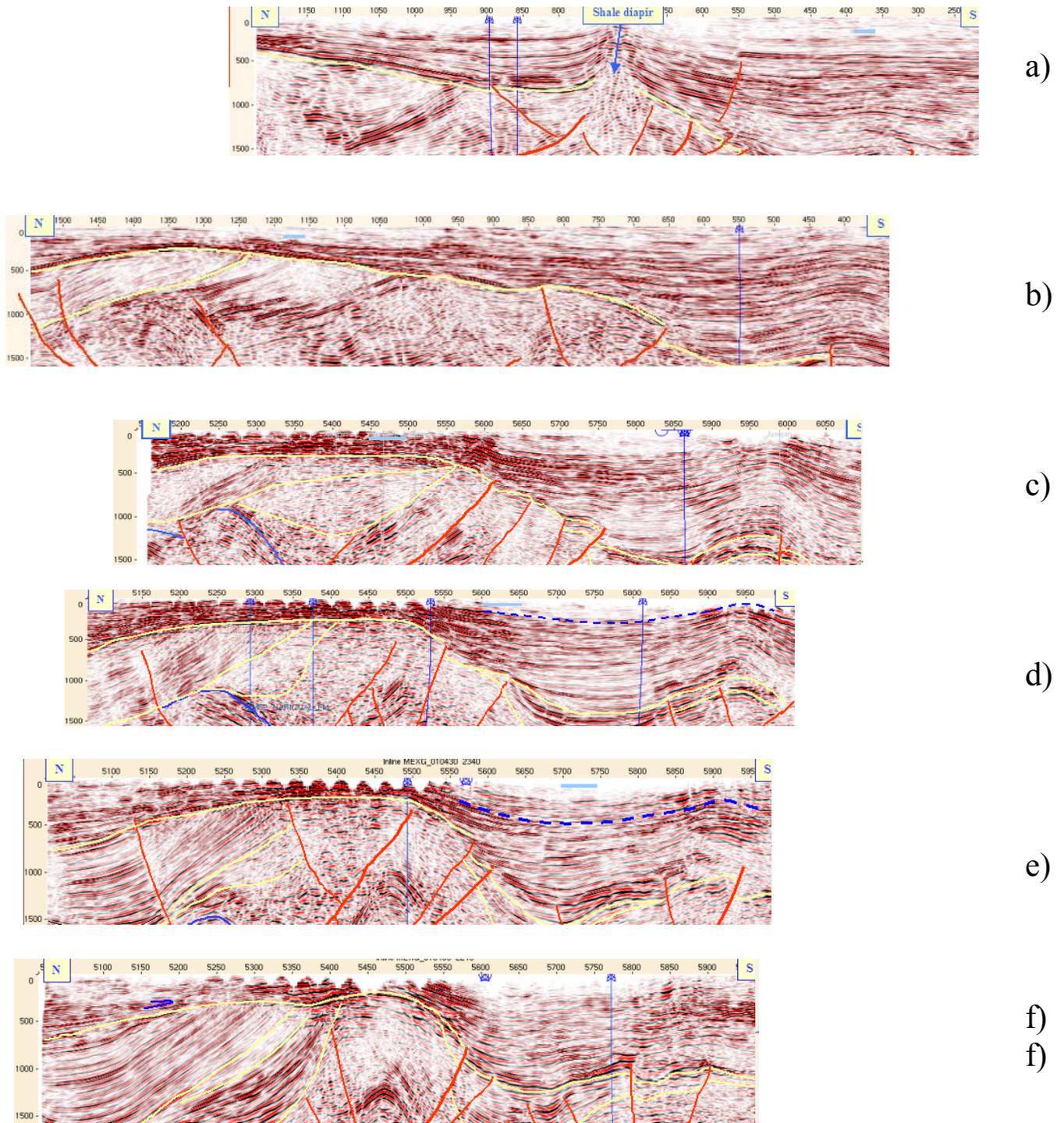


Figura 8.2.16. Esquema del área del Furrial mostrando el esfuerzo horizontal, por fractura inducida en el campo Jusepín Rucio-Viejo, usando imágenes ultrasónicas de pozo (UBI) en la Formación Naricual del Oligoceno (Tomado de Total Oil and Gas Venezuela).

VIII.3.- INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL vs. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

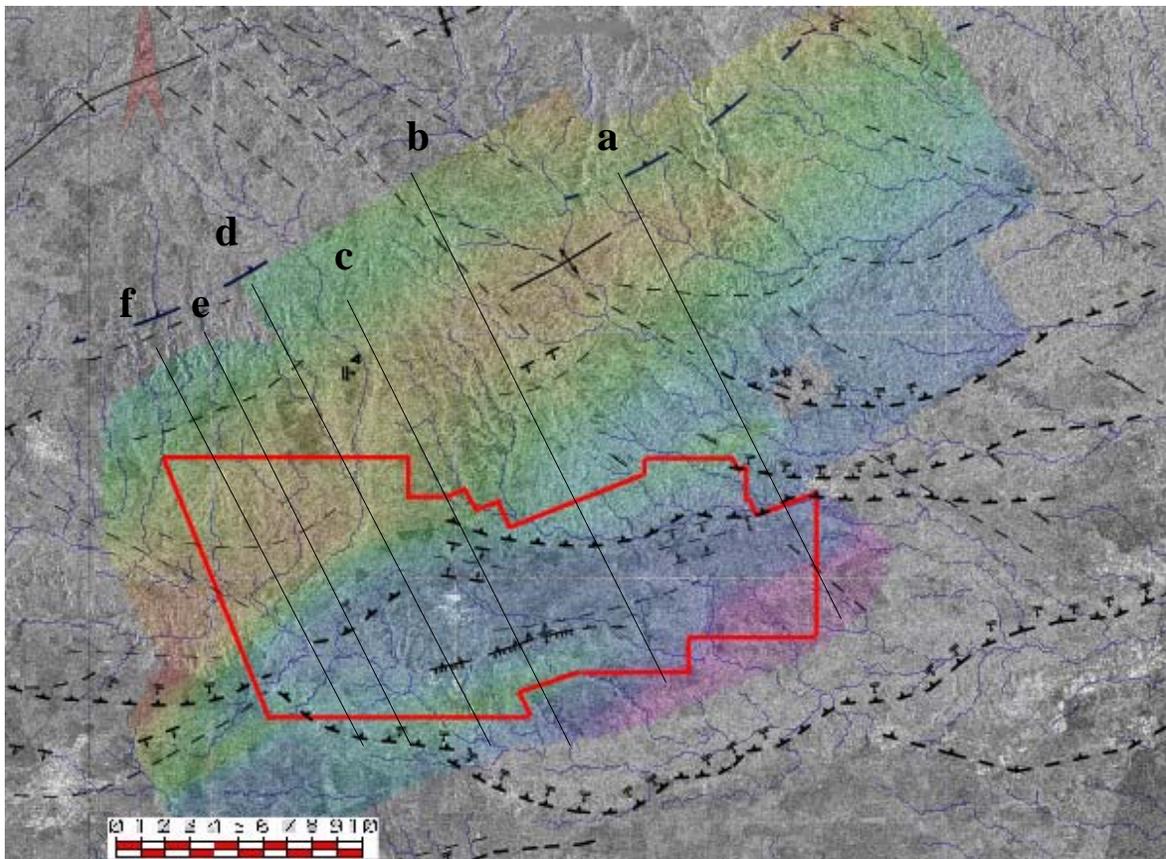
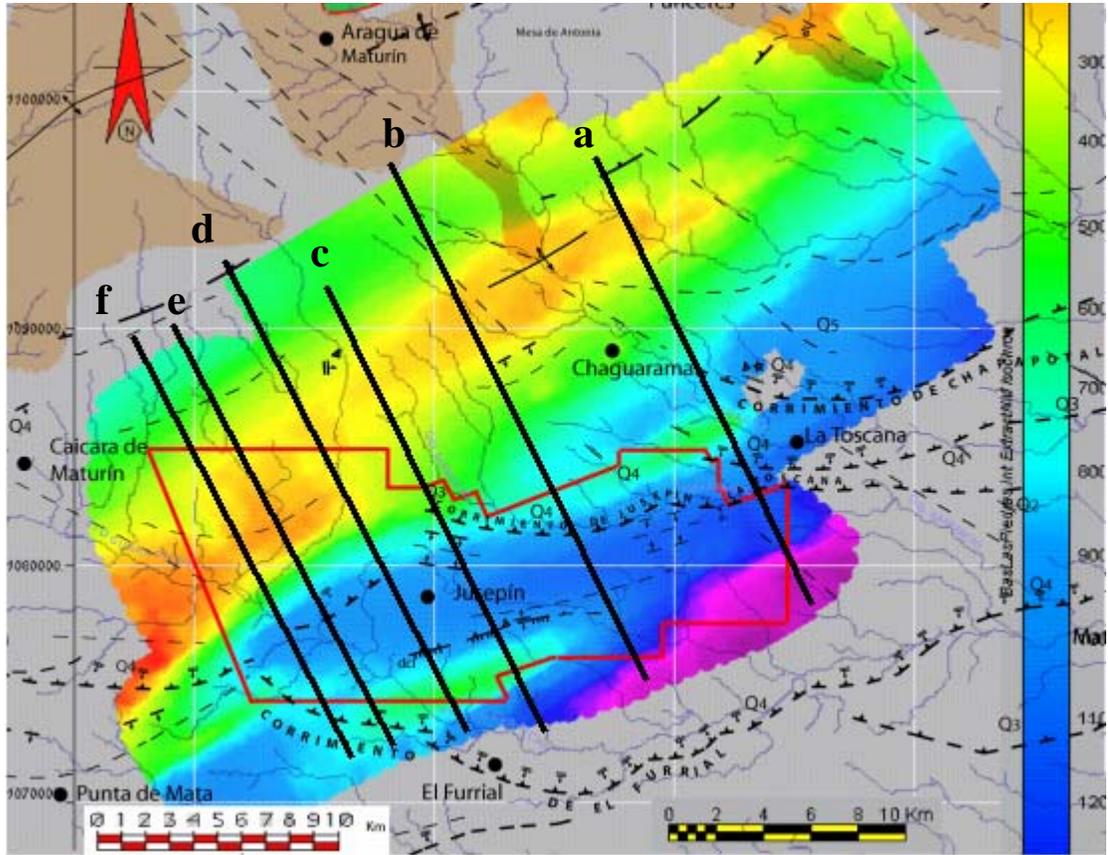
Mediante la obtención y reinterpretación de 7 líneas sísmicas de 1500 ms en el campo Rucio Viejo en Jusepín, se pudo identificar aquellos niveles someros que se encontraban alterados por la propagación de las estructuras. Esto consistió en localizar los reflectores del último segundo que estuvieran perturbados claramente por la tectónica, pudiendo definir de esta manera el frente inverso ciego de la cuenca y calibrar las trazas evidenciadas en superficie. A continuación se presenta un esquema resumen con seis de las líneas interpretadas y su ubicación sobre una imagen radar interpretada y un mapa estructural que representa la base Mesa – Las Piedras.



a) → f) : NE – SO

Figura 8.3.1. Líneas Sísmicas NNO-SSE (0-1500ms).

Figura 8.3.2. Imagen estructural de la base Mesa-Las Piedras sobrepuesta a la interpretación geológica e Imagen RADAR ERS2 (en ambas se aprecia la ubicación de las líneas sísmicas).



Esta calibración se hace tomando en cuenta el último segundo de la sísmica obtenida. Se define esta unidad estructural, como la porción sísmica-estructural observada por encima del plano de despegue del corrimientos de Pirital (figura 8.3.3). Al interpretar esta unidad estructural se presenta dificultad en el seguimiento de algunos reflectores cerca de la superficie. Sin embargo, a objeto de este estudio, es suficiente y necesario, localizar las formas cóncavas hacia arriba de los reflectores (aun cuando no se vean afectados los otros suprayacentes) y detectar discordancias progresivas. El resto de la calibración será abordada en la sección de “integración de resultados” con técnicas de teledetección.

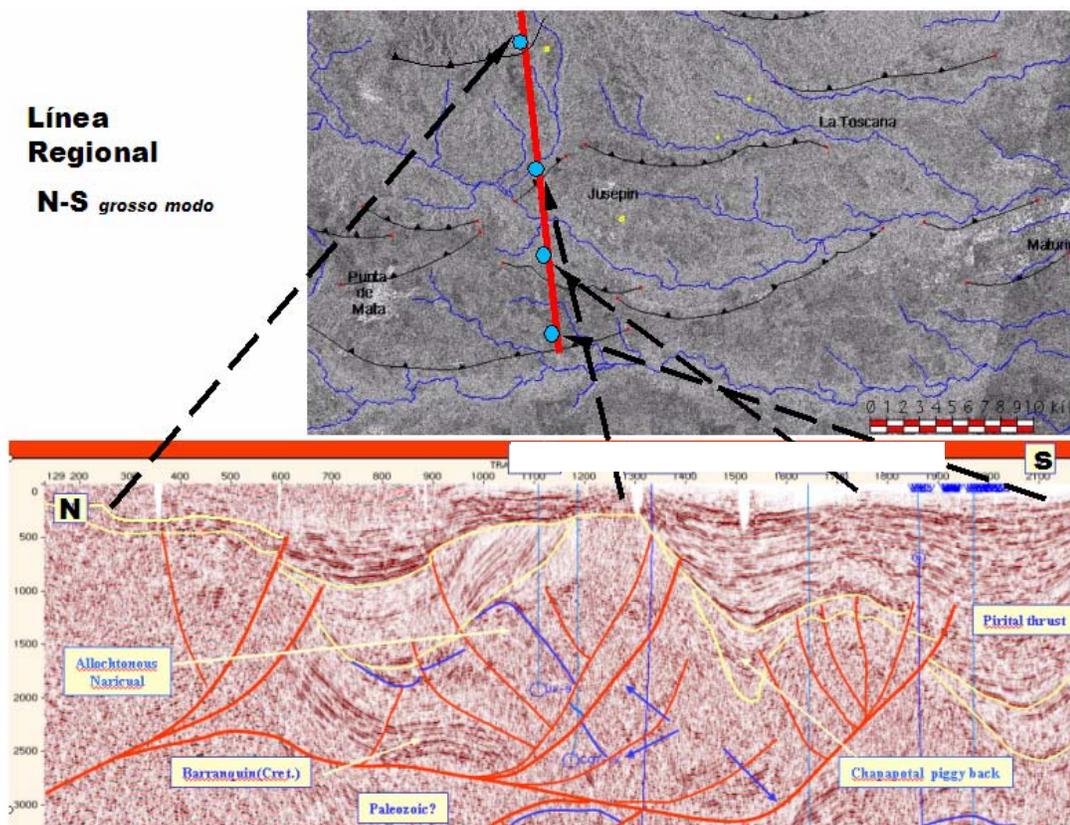


Figura 8.3.3. Línea Sísmica Regional N-S interpretada e imagen Radar mostrando la ubicación de la línea.

El Alto de Pirital es la estructura anticlinal resultante del acortamiento, fallamiento y posterior desplazamiento del Corrimiento de Pirital. Su rumbo aproximado es N60°E. En estudios precedentes se mencionaba que esta estructura no tenía significativas expresiones superficiales. La imagen Landsat y Radar de la figura 8.3.4 muestra la interpretación de los datos de campo con base en evidencias geomorfológicas de fallamiento activo y de los modelos en tres dimensiones; nótese

los puntos en común entre la línea sísmica y la imagen.

LINEA SÍSMICA (f)

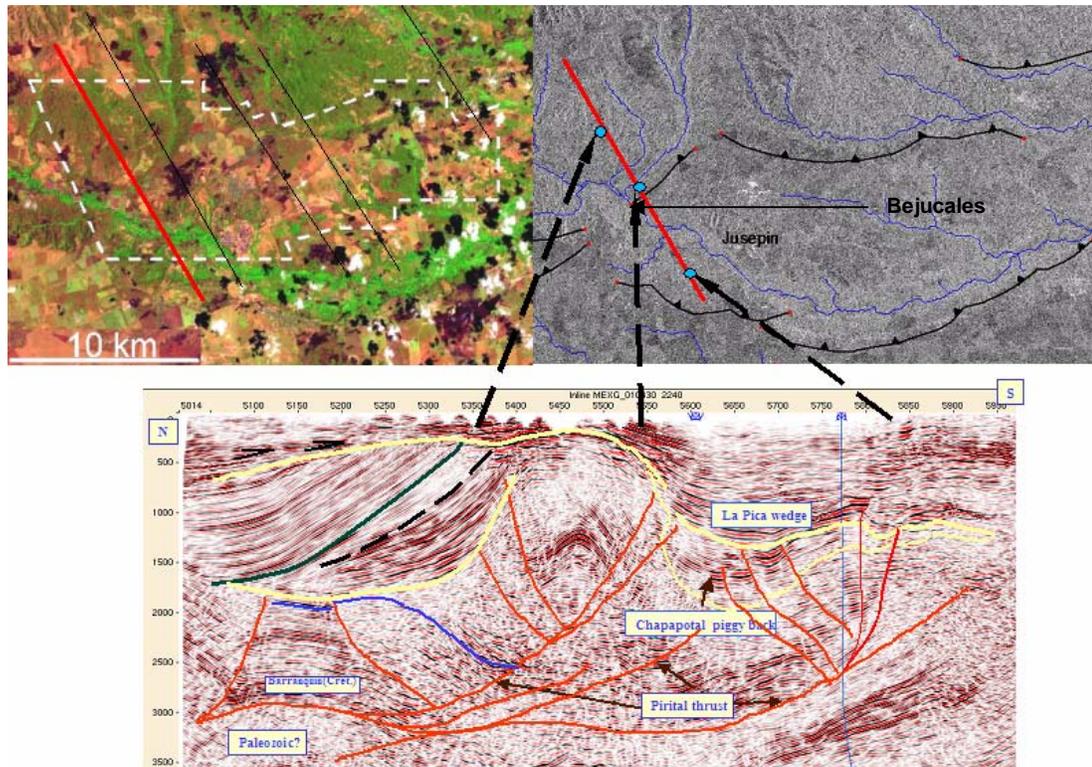


Figura 8.3.4. Línea Sísmica interpretada e imagen Landsat y Radar mostrando la ubicación de la línea y estructuras asociadas.

En la posición indicada por la segunda flecha, el Alto de Pirital no ha dejado evidencias claras superficiales para delinear su traza. Sin embargo, por medio de la teledetección y cartografía detallada, se identifica el control estructural que tiene esa inflexión sobre el trazado del río Jusepín, encorvándolo hacia el SO. Otro aspecto que se identifica muy bien sobre las imágenes Landsat es el vigor de la erosión regresiva; sobre todo en el margen levantado del Alto de Pirital. Este detalle se muestra en la sección de “integración de resultados” cuando son sobrepuestas en un mismo plano el geomodelo de la base Mesa – Las Piedras, con la superficie actual del terreno en una imagen en composición coloreada.

En los modelos generados en 3D presentados anteriormente con escala vertical generosamente exagerada aparece la flexura hacia la Mesa de Masacua en el sector de Bejucales.

Como último punto, sobre la interpretación sísmica, detrás del alto, los reflectores en la línea verde y línea negra segmentada se encuentran discordantes y desplazados por el acortamiento del antiforme ya mencionado. Esta “arruga estructural” que no pareciera tener fuerte incidencia sobre los estratos mas someros, deja su respuesta sobre la imagen Radar, en forma de una ligera disección contrastante con las zonas circundantes.

LÍNEA SÍSMICA (c)

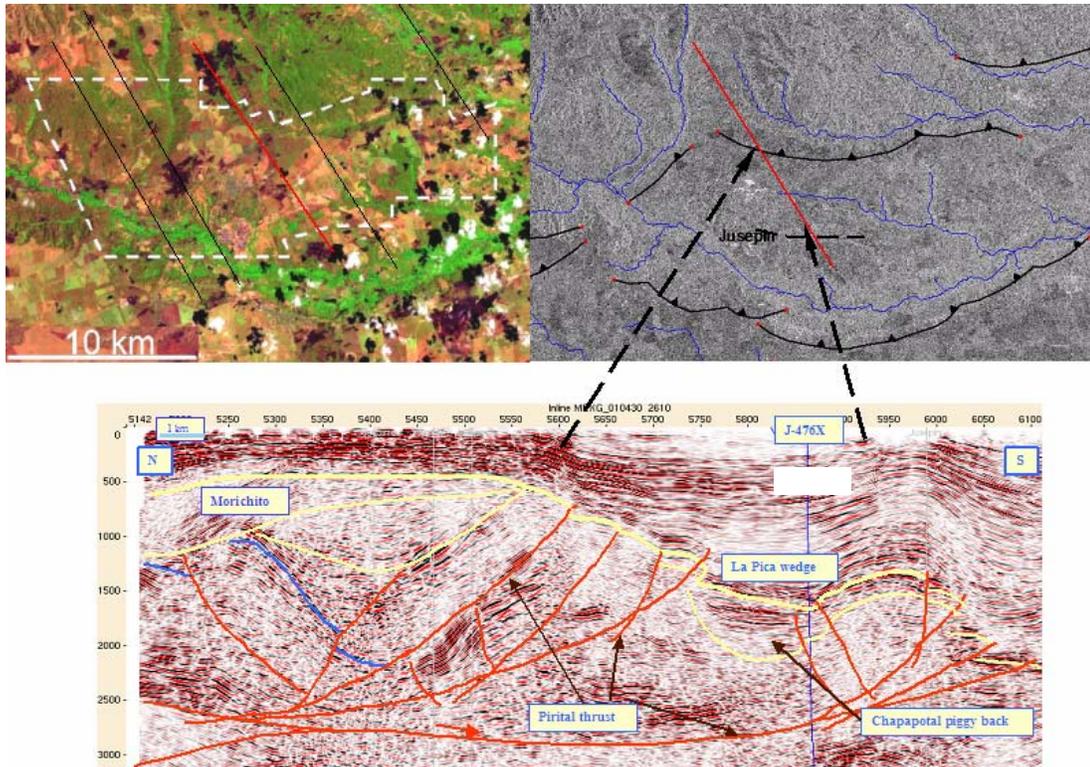


Figura 8.3.5. Línea Sísmica interpretada e imagen Landsat y Radar mostrando la ubicación de la línea y estructuras asociadas

La forma aplanada y aparentemente fosilizada con la que se presenta en la figura 8.3.5 el alto de Pirital pareciera no incidir sobre el cuaternario; no obstante, el estudio previo de la incisión de las terrazas ha revelado la geometría de esta escama y su efecto neotectónico.

Aparece un segundo antiforme un poco mas al sur, el cual se evidencia claramente en el borde sur de la Mesa de Masacua por los escarpes de falla, basculamientos y escarpes de flexura tratados ampliamente en el capítulo anterior.

LÍNEA SÍSMICA (a)

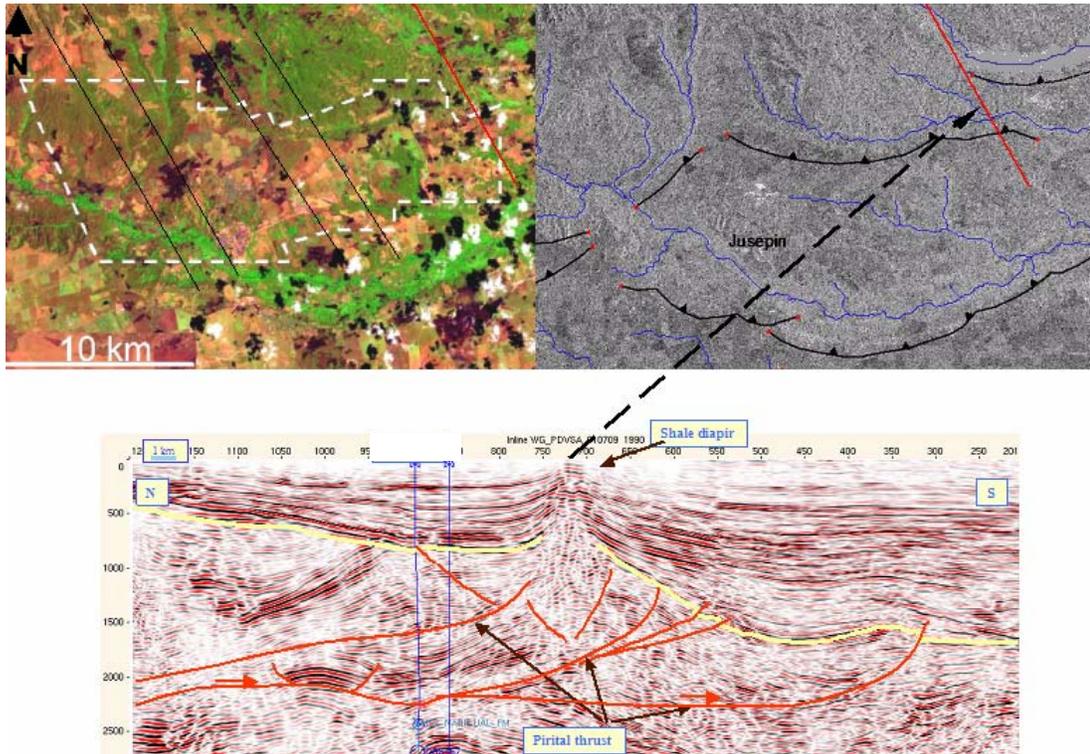


Figura 8.3.6. Línea Sísmica interpretada e imagen Landsat y Radar mostrando la ubicación de la línea y estructuras asociadas

La línea (a) de la figura 8.3.6 es probablemente la manifestación más clara de deformación superficial. Por medio de ella podemos constatar que la deformación local en la geometría de la escama representada por cuatro niveles de terrazas en el capítulo de observaciones geomorfológicas al este del Corrimiento de Jusepín - La Toscana, obedece a un levantamiento adicional por arciloquinesis o migración vertical de lutitas por fenómenos pliocenos.

Adicionalmente se trabajó con tres líneas transversales (OSO-ENE) a las líneas anteriores, ideales para determinar los accidentes NO-SE que pueden actuar como rampas laterales. En estas tres líneas interpretadas no se encontraron evidencias claras de estas estructuras. No obstante, un acortamiento en esta dirección es delatado por los reflectores en discordancia progresiva.

En una de estas líneas (no mostrada) al oeste de la Mesa de Masacua, se aprecia ligeramente que la terminación lateral occidental del corrimiento de El Furrial se hace en fallas de propagación.

Se cierra esta sección con el modelo en tres dimensiones de la base de las Formaciones Mesa y Las Piedras (figura 8.3.7) donde se aprecian los altos estructurales y con la cual se podrá ejecutar en el siguiente segmento la superposición entre todas las superficies generadas en este trabajo y evaluar las relaciones espaciales existentes.

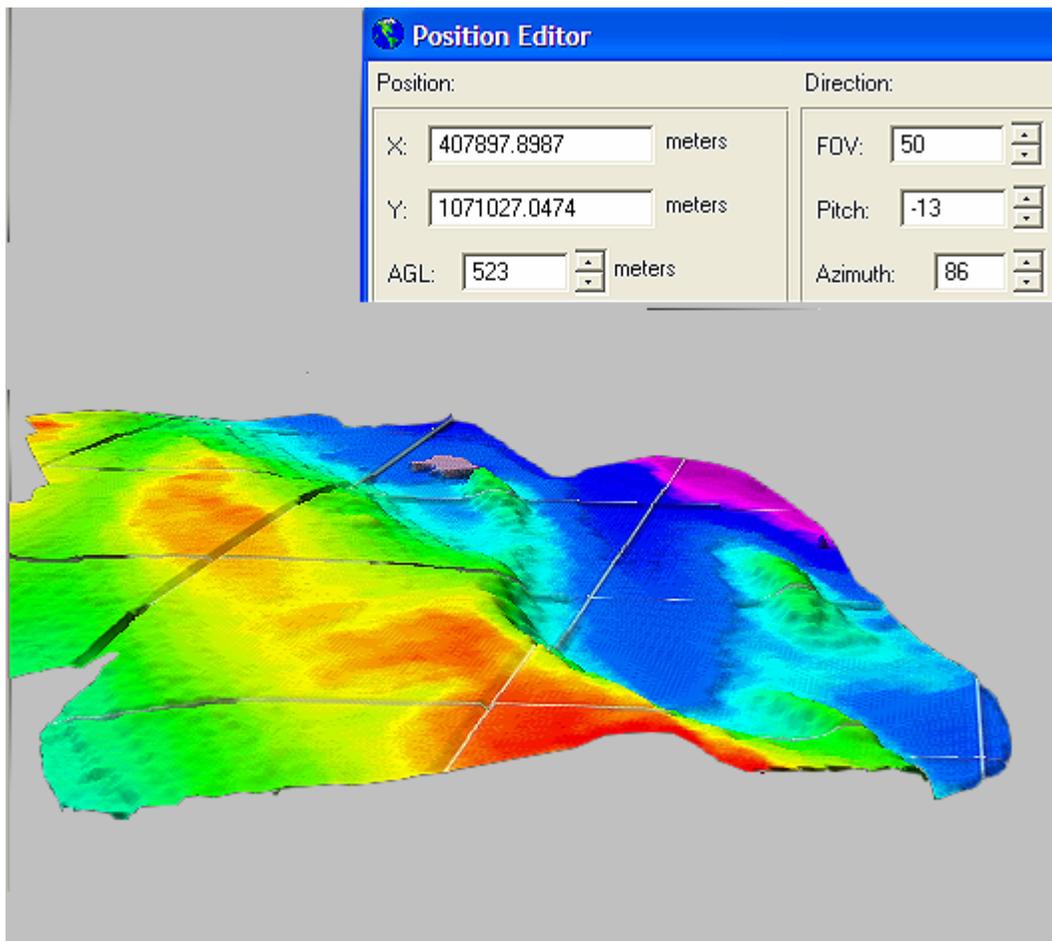


Figura 8.3.7. Modelo digital en tres dimensiones de la base de las Formaciones Mesa y Las Piedras en la parte norte de la Subcuenca de Maturín. Rumbo de la imagen: O-E.

VIII.4.- INTEGRACIÓN DE RESULTADOS

En esta sección se busca acoplar todas las disciplinas de la geología y las herramientas tecnológicas presentes, con el fin de calibrar los resultados obtenidos en los tres capítulos anteriores.

La figura 8.4.1. es uno de los tantos ejemplos de cómo la teledetección aporta resultados óptimos en la interpretación geológica. Esta figura muestra la superposición de una imagen Landsat fusionada con el modelo de elevación digital de la superficie actual del terreno. Debajo o encima según convenga, puede añadirse vectores tales como la red de drenajes, interfluvios, contactos litológicos aflorantes, etc. La última imagen abajo de la repisa corresponde a la superficie del subsuelo la base de Mesa - Las Piedras con la cual se ha venido trabajando.

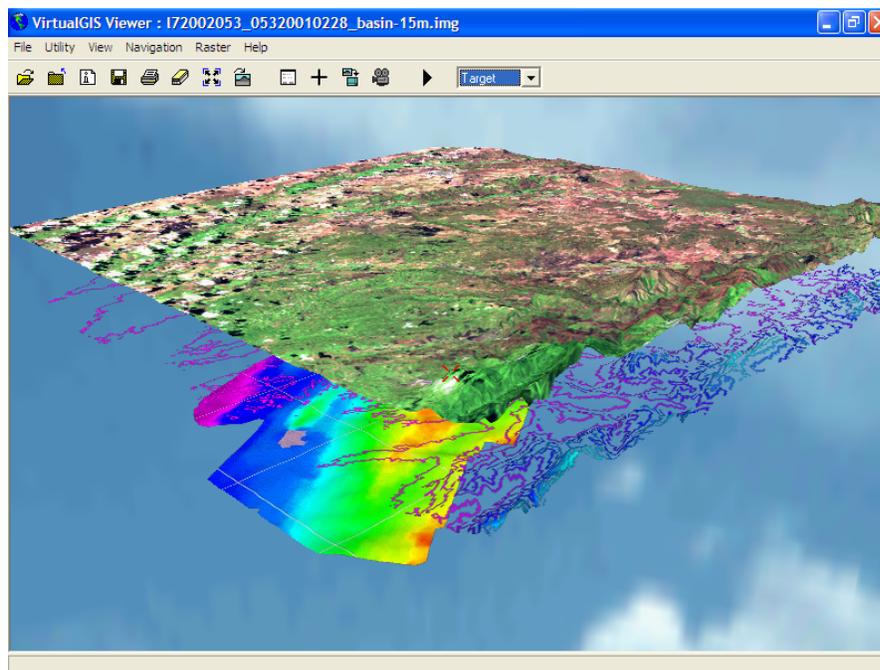


Figura 8.4.1. Técnica de superposición de imágenes.

Comenzando en el frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental, se define la morfogénesis del anticlinal de Cerro García como un pliegue que nace en curvatura transpresiva. La evolución de esta estructura puede ser responsable de la morfología discontinua de la Falla de San Francisco en ese sector. La falla de Aparicio, transcurrente e inversa, tiene su expresión superficial en un valle entallado y simétrico en su tramo E-O al sur del Cerro García. Y su tramo N70°E hacia el este con trayectoria sinuosa asociada al predominio en su componente inversa (figura 8.4.2).



Figura 8.4.2. Imagen en 3D del piedemonte de la Serranía del Interior Oriental en el sector Aragua de Maturín - Cerro García, mostrando la geometría de la falla de Aparicio. Vista: SSO-NNE

El levantamiento de la Serranía del Interior Oriental ha dejado evidencias de deformación reciente sobre los depósitos pleistoceno-cuaternarios del frente de montaña, y la propagación de los corrimientos frontales en la cuenca.

Se realizó un inventario de las evidencias diagnósticas encontradas a lo largo de los corrimientos frontales de la Subcuenca de Maturín en los depósitos

Pleistocenos y Cuaternarios, los cuales son el resultado de la interacción entre el levantamiento de la Serranía del Interior y las oscilaciones bioclimáticas.

En el tramo Paila Chinga – Jusepín (Mesa de Masacua) – Maturín, El Furrial (Mesa del Burro) se aprecia la cronología relativa de la deformación.

Se puede observar la historia de la deformación en el perfil del valle del río Guarapiche. Este río ha erosionado la cresta de un gran antiforme cuyo declive septentrional se encontraba al norte de la Mesa de Masacra (posiblemente Paila Chinga).

La flexura plurikilométrica del corrimiento de Maturín que deforma a la Formación Mesa en el Furrial, la Candelaria y Maturín, es el evento que antecede a la deformación reciente de la terraza aluviales basculada Q_2 de la Mesa de Masacua (figura 8.4.3).

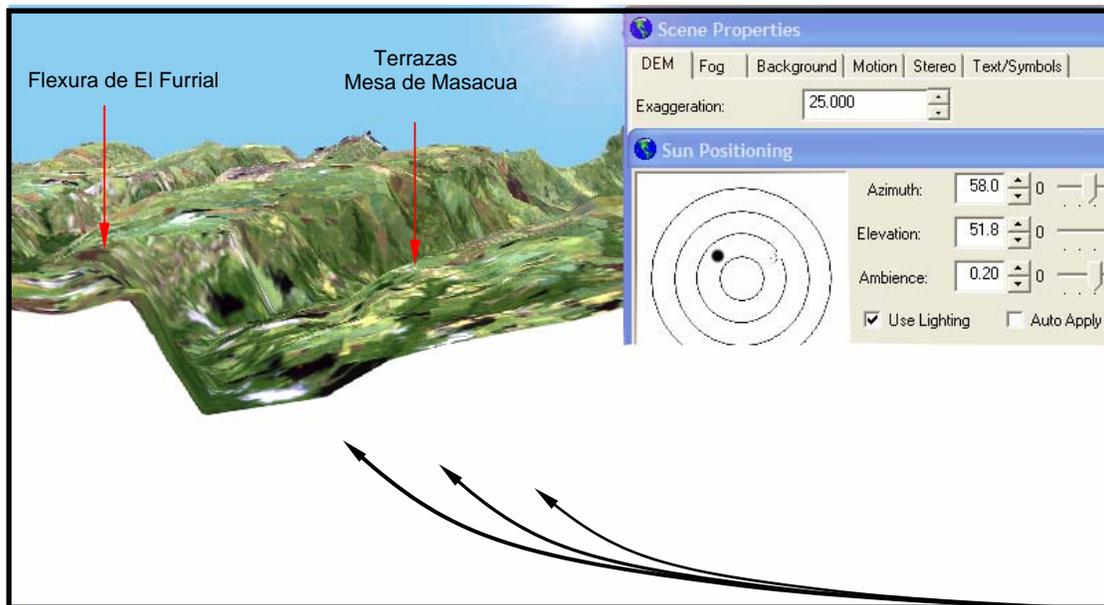


Figura 8.4.3. Imagen en 3D mostrando el corte topográfico asimétrico del valle del río Guarapiche. El Furrial al sur, sobre una flexura cuaternaria; Jusepín al norte, sobre terrazas aluviales basculadas. Vista: E-O

La deformación caracterizada por la disección de los depósitos recientes en Paila Chinga, es producto del Alto de Pirital, estudiado anteriormente por Dos Santos (1990) en una investigación de tendencia de anomalías de espesor y velocidad de la capa meteorizada en las mesas erosionadas al noroeste de Monagas: “El comportamiento de estas tendencias es interrumpido por una serie de anomalías, orientadas SO-NE, las cuales están asociadas al bloque sobrecorrido de Pirital y son evidencia de movimientos recientes de este corrimiento”.

A continuación se ha utilizado el modelo digital de elevación de la base de la Formación Mesa - Las Piedras (subsuelo) como modelo numérico de terreno para una imagen Landsat de la parte norte de la cuenca. El color azul y rojo en las imágenes representa todo aquello que está húmedo o lleno de agua. La disección de los ríos y la erosión regresiva evidencian el levantamiento a lo largo del eje del Alto de Pirital. La Mesa de Masacua, que corresponde a un “plano” topográfico, no exhibe tal disección (figura 8.4.4).

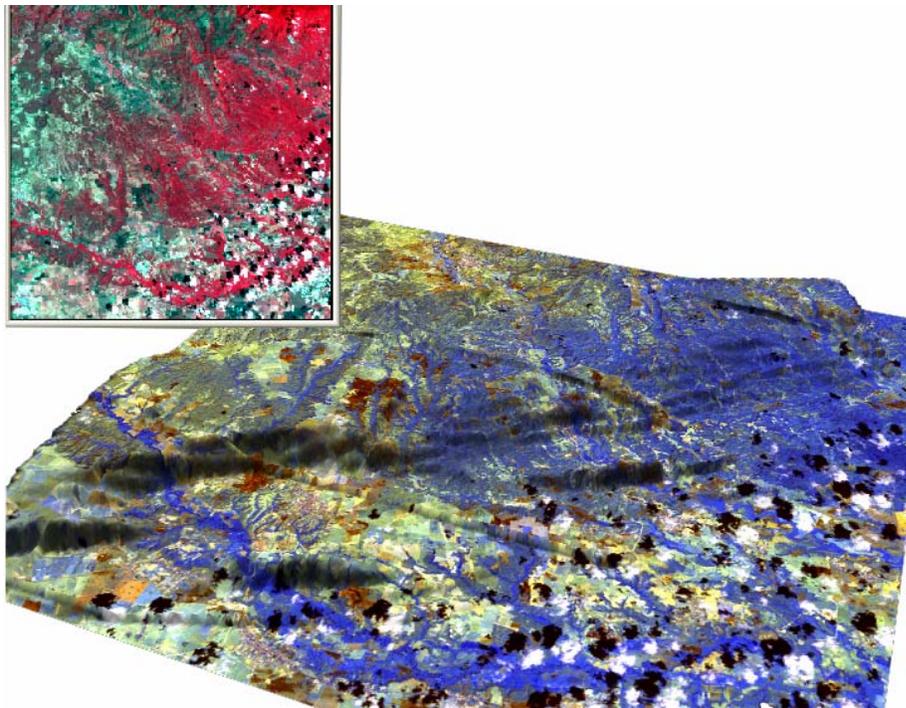
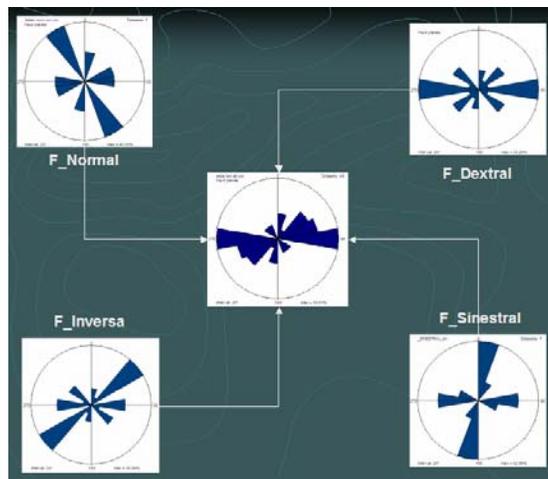


Figura 8.4.4. Imagen Landsat de la parte norte de la cuenca con el modelo digital de elevación de la superficie estructural de Mesa - Las Piedras.

Se confirma el intenso fallamiento inverso, “grosso modo” E-O y con vergencia principal al sur, asociado en parte al plegamiento regional de la Serranía del Interior y a los corrimientos frontales ubicados al sur de la misma Serranía. Las deformaciones locales y regionales por fallas y basculamientos que afectan la Formación Mesa desde el piedemonte hasta el río Tonoro describen amplias escamas OSO-ENE, cuyas extremidades occidentales se encorvan y conectan con accidentes NO-SE según un patrón estructural en forma de “boomerang”. Esto se puede ver más adelante en un esquema general que muestra la disposición de las escamas (figura 8.4.8, página 199).

Al final de esta sección en la figura 8.4.10 se muestra la síntesis tectónica de todo este estudio. Si se observa la relación angular entre las diferentes estructuras: pliegues-corrimiento-fallas transcurrentes, las relaciones geométricas interpretadas se ajustan perfectamente con el campo de esfuerzos del modelo planteado. Se clasificaron las fallas según su actitud y los resultados fueron los siguientes:



Esto es una respuesta razonable, en vista que los ejes estructurales del frente de escamas de la zona de El Furrial y Jusepín-La Toscana (pliegues y fallas inversas / diagrama de rosas inferior izquierdo), son perpendicular al esfuerzo máximo horizontal (algunas fallas normales / diagrama de rosas superior izquierdo). Las fallas de San Francisco y Aparicio son dextrales y su orientación es E-O (diagrama de rosas superior derecho).

La figura 8.4.5. es la calibración de las estructuras interpretadas en la imagen Landsat y Radar con la línea sísmica (f). Una imagen 3D con la escala vertical exagerada para resaltar la deformación de la superficie es contrastada con el modelo de elevación de subsuelo (figura 8.4.7). Por medio de este ejemplo, se puede ver que algunos escarpes de flexuras encontrados en la Mesa de Masacua, en Jusepín, corresponden a las fallas tensionales o fallas normales que se forman en la crestas de los antifformes, generados por la propagación del frente inverso ciego.

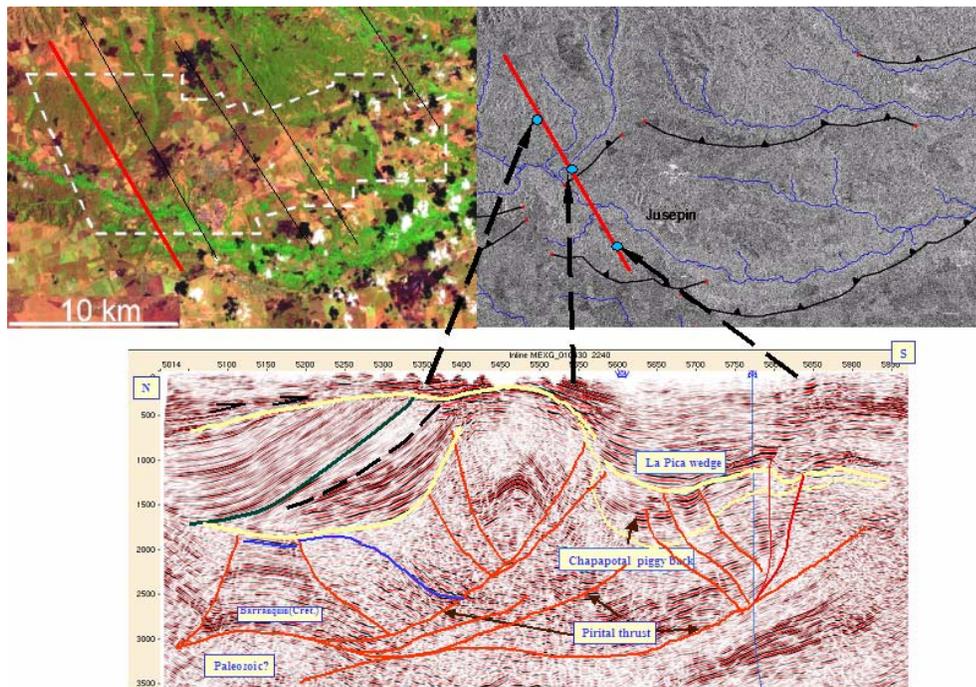


Figura 8.4.5. Imagen Landsat, Radar y línea sísmica del campo de Jusepín.

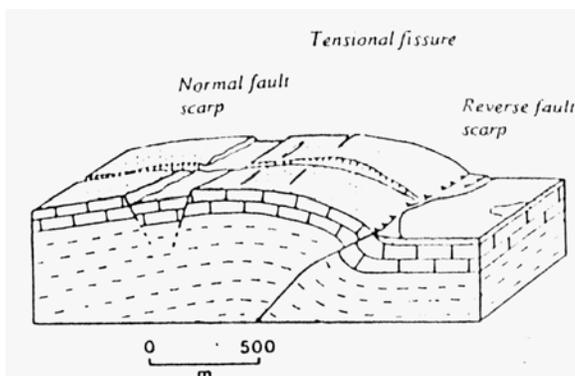
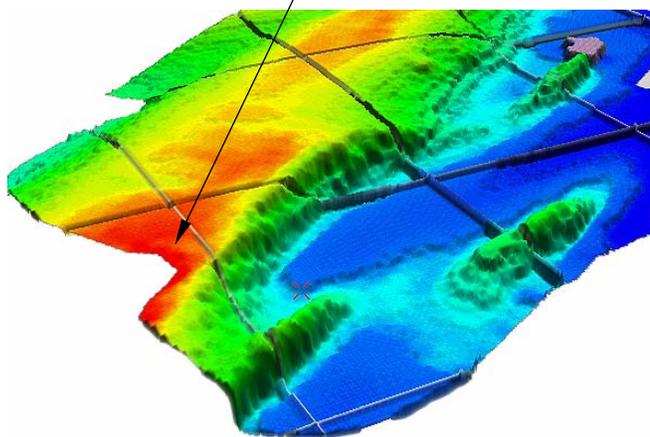
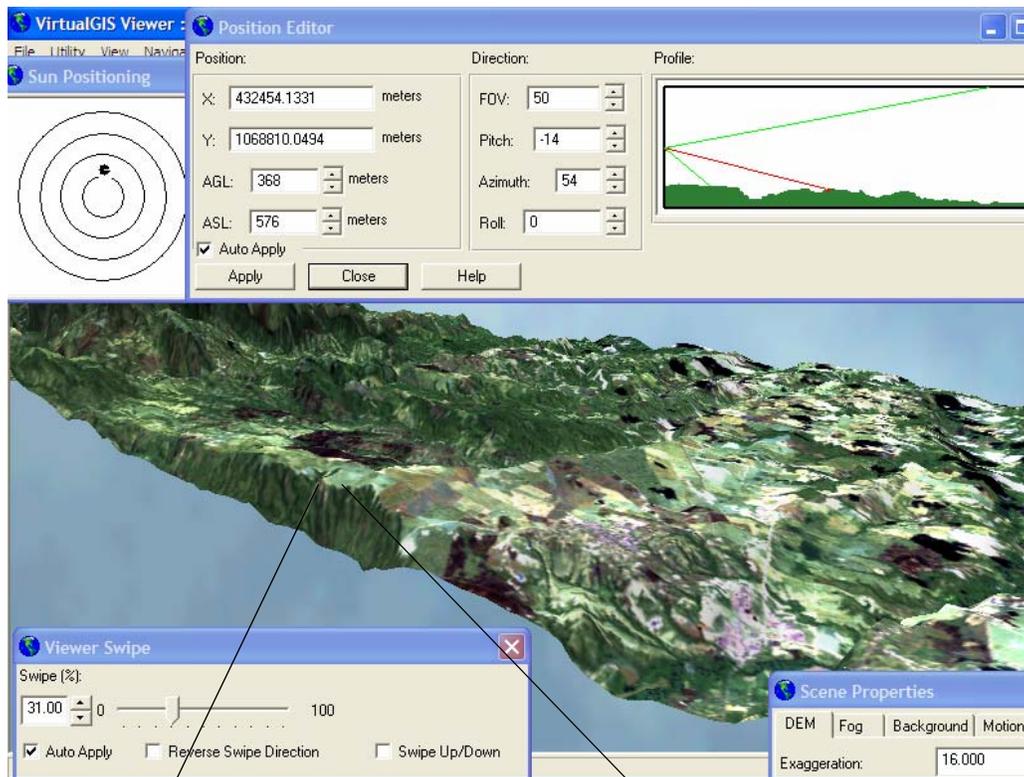
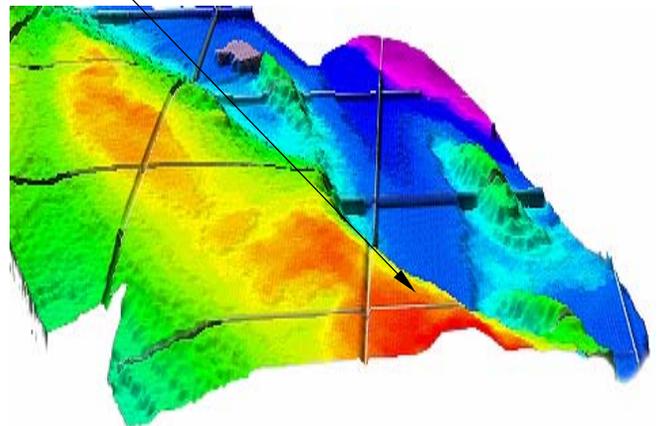


Figura 8.4.6. Escarpes relacionados a plegamientos. (Tomado de Hancock, 1994).

Este efecto se observa al norte de Jusepín sobre la imagen 3D, donde la Formación Mesa está abombada y un escarpe paralelo al eje del alto de Pirital aparece detrás de la cresta (figura 8.4.6). Esta evidencia es imperceptible en campo.



VISTA: SO-NE



VISTA: O-E

Figura 8.4.7. (Arriba) Imagen Landsat en 3D con exageración vertical del Campo Jusepín y frente de montaña de la Serranía, con base en el modelo de elevación digital de la parte norte del estado Monagas (Vista SO – NE). (Abajo) Superficie modelada de la base Mesa - Las Piedras del Campo Jusepín en dos vistas. Nótese el antiforame erosionado al norte de Jusepín (arriba) y su correspondencia (ver flechas) con el alto estructural del Alto de Pirital (abajo).

La figura 8.4.8 es una representación geométrica esquematizada del sistema de escamas desde el frente de montaña hasta los corrimientos frontales externos.

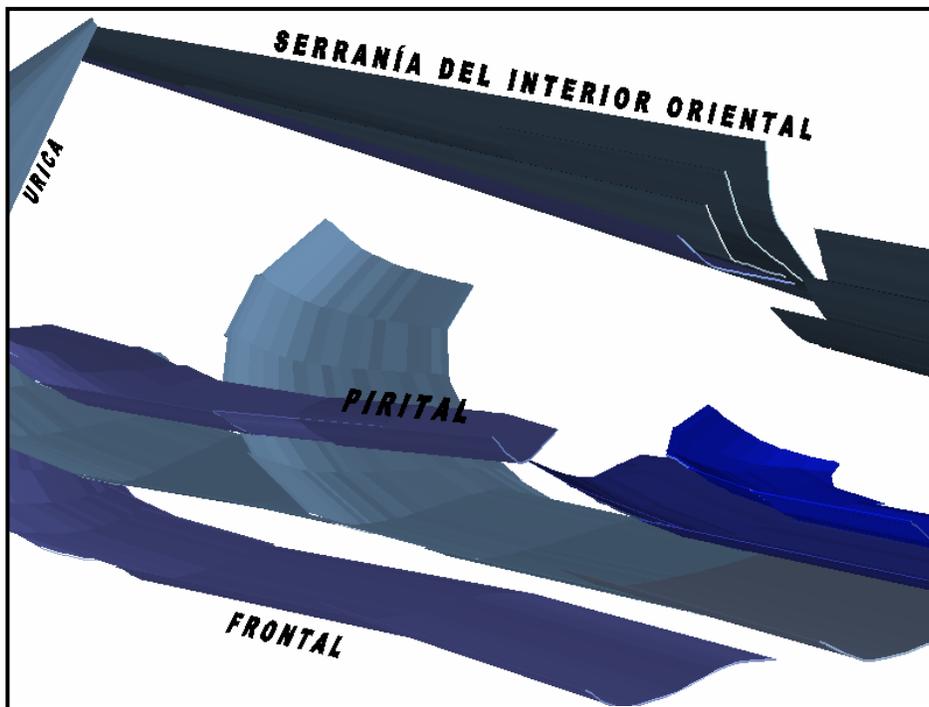


Figura 8.4.8. Modelo esquematizado de la relación geométrica de las escamas desde el frente de montaña hasta los corrimientos frontales externos.

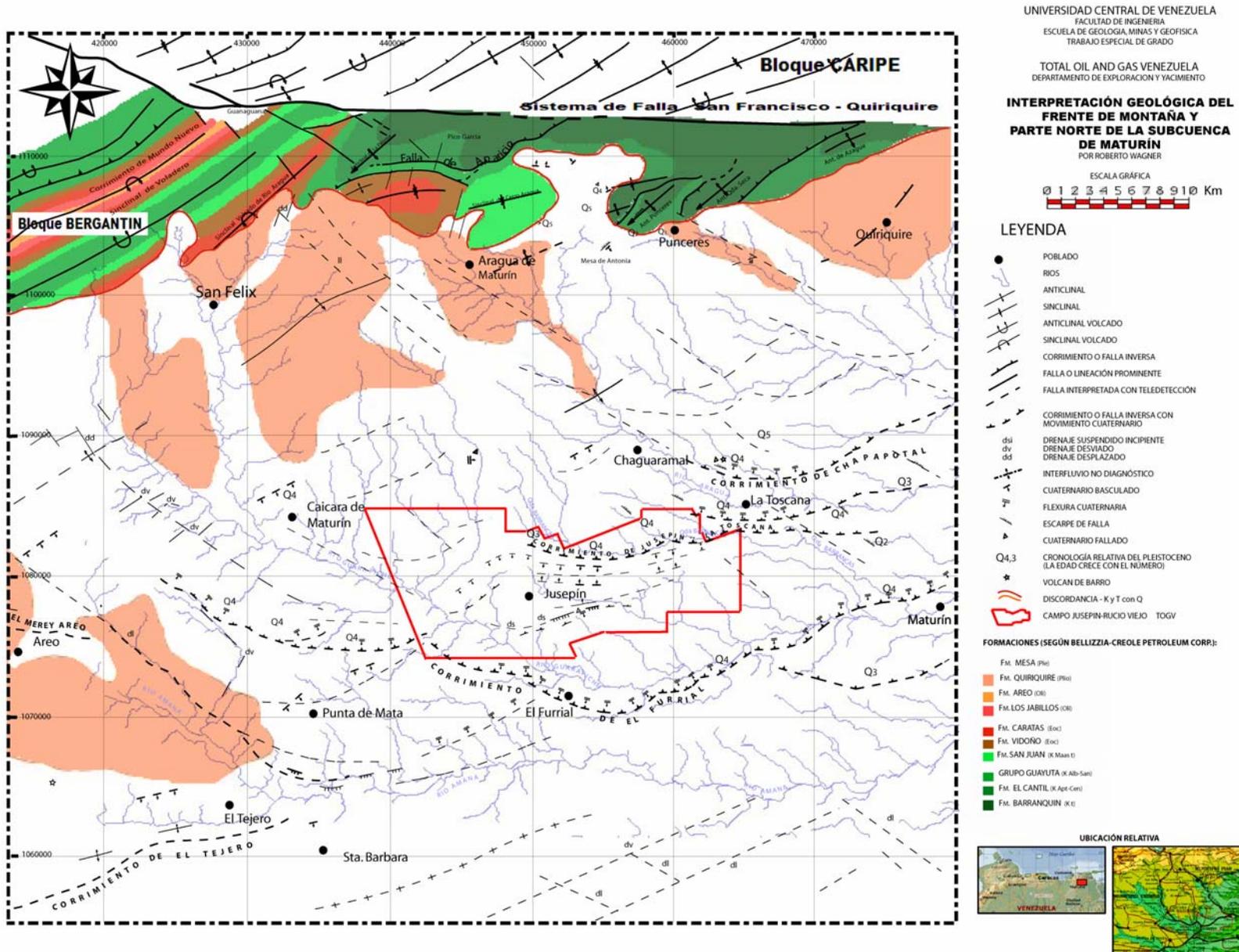


Figura 8.4.9. Interpretación geológica (ver anexos)

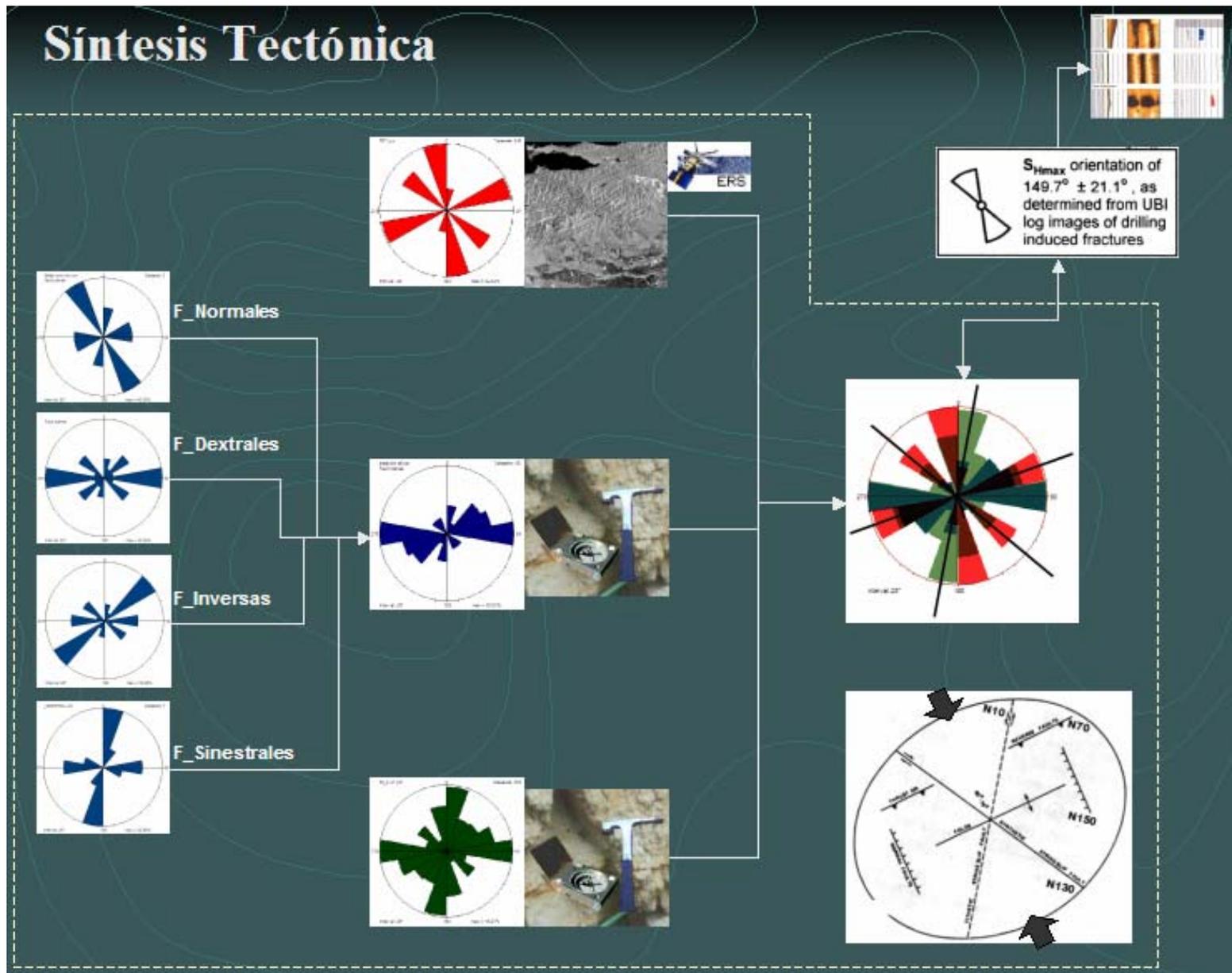


Figura 8.4.10. Síntesis de los resultados mesotectónicos y microtectónicos.

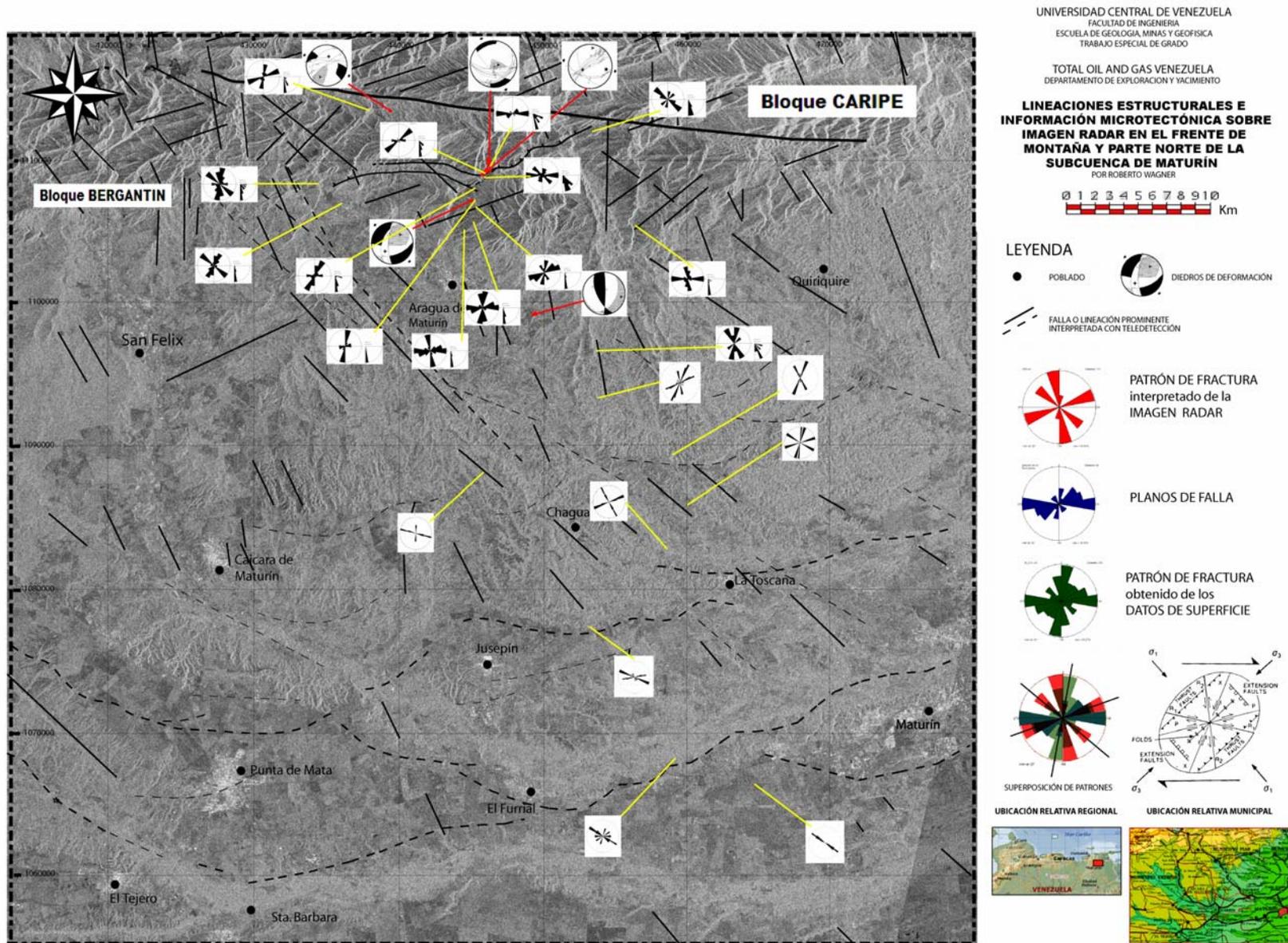


Figura 8.4.11. Lineaciones estructurales e información microtectónica interpretada (ver anexos).

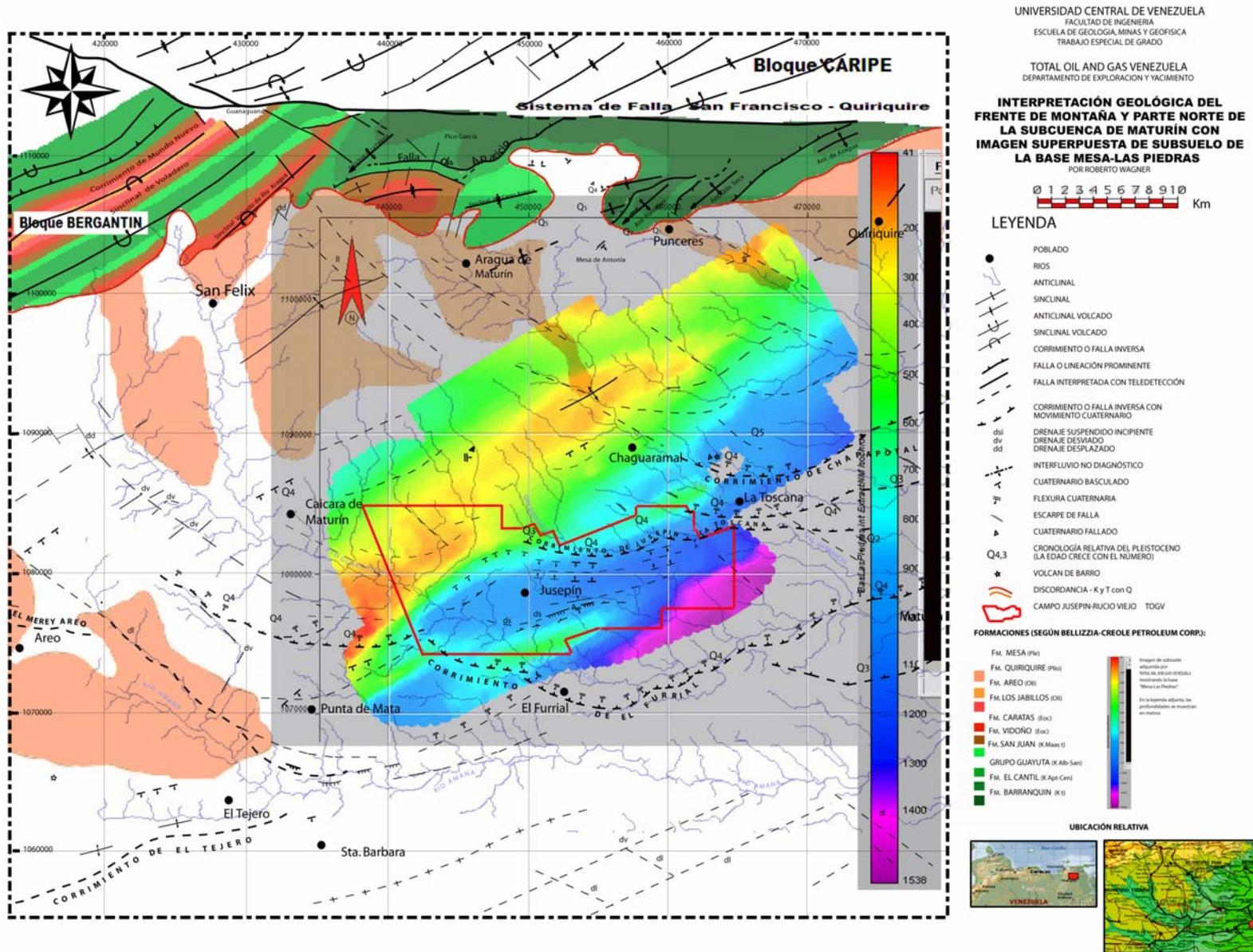


Figura 8.4.12. Calibración de la interpretación geológica y la imagen de subsuelo.

VIII.5.- ALGUNAS OBSERVACIONES ADICIONALES

En las observaciones morfológicas del frente montaña descritas en el capítulo VI, se enumeraron los niveles de terrazas que se encuentran en tres zonas cerca de Mesa de Antonia. En ésta, la incisión es más fuerte y hay más niveles de terrazas en el Cerro Aragua (al oeste de la mesa), lo cual señala mayor levantamiento hacia el oeste que hacia el este de la cadena.

¿Cómo se puede explicar esto en un sistema donde las estructuras (pliegues) tienen ejes de inmersión hacia el suroeste?.

Una respuesta viene dada por medio de un levantamiento diferencial entre ambos pliegues (anticlinal de Punceres y Sinclinal de Cerro Aragua), para lo cual es necesario incluir una discontinuidad entre ambas estructuras.

Considérese la medida tomada sobre la sección de conglomerados de la Formación Mesa, en la carretera que desciende desde Mesa de Antonia hacia Rondón, donde un plano de falla normal se encuentra orientado N155° con el bloque oriental deprimido. Tal característica se puede asociar con la Falla de Caripe al norte en el “corazón” de la Serranía, la cual posee la misma actitud.

Del marco estructural se tiene que Rosales (1972) considera la Falla de San Francisco como una falla de desgarre con una gran componente horizontal. La falla se inició por tensión y gravedad y las etapas posteriores de compresión regional doblaron el plano de falla y lo convirtieron de vertical en volcado. Según Vivas *et al.* (1985), debido a cambios en la orientación de los esfuerzos, la terminación sureste de la falla pasa a un corrimiento, tal y como sucede con la Falla de Los Bajos al sur de Trinidad (Bellizia, 1985). El mismo concepto fue aplicado a la Falla de Urica cuando se estaba formando la cuenca.

Existe otra estructura formada por tensión y gravedad: la falla de Caripe

Rossi (1985) y Subieta (1988) cuando describe la Serranía del Interior incluye un gran accidente normal de dirección N150 -La Falla de Caripe- y algunas fallas menores de igual dirección en sistema “de desgarre” al momento del plegamiento (figura 8.5.1).

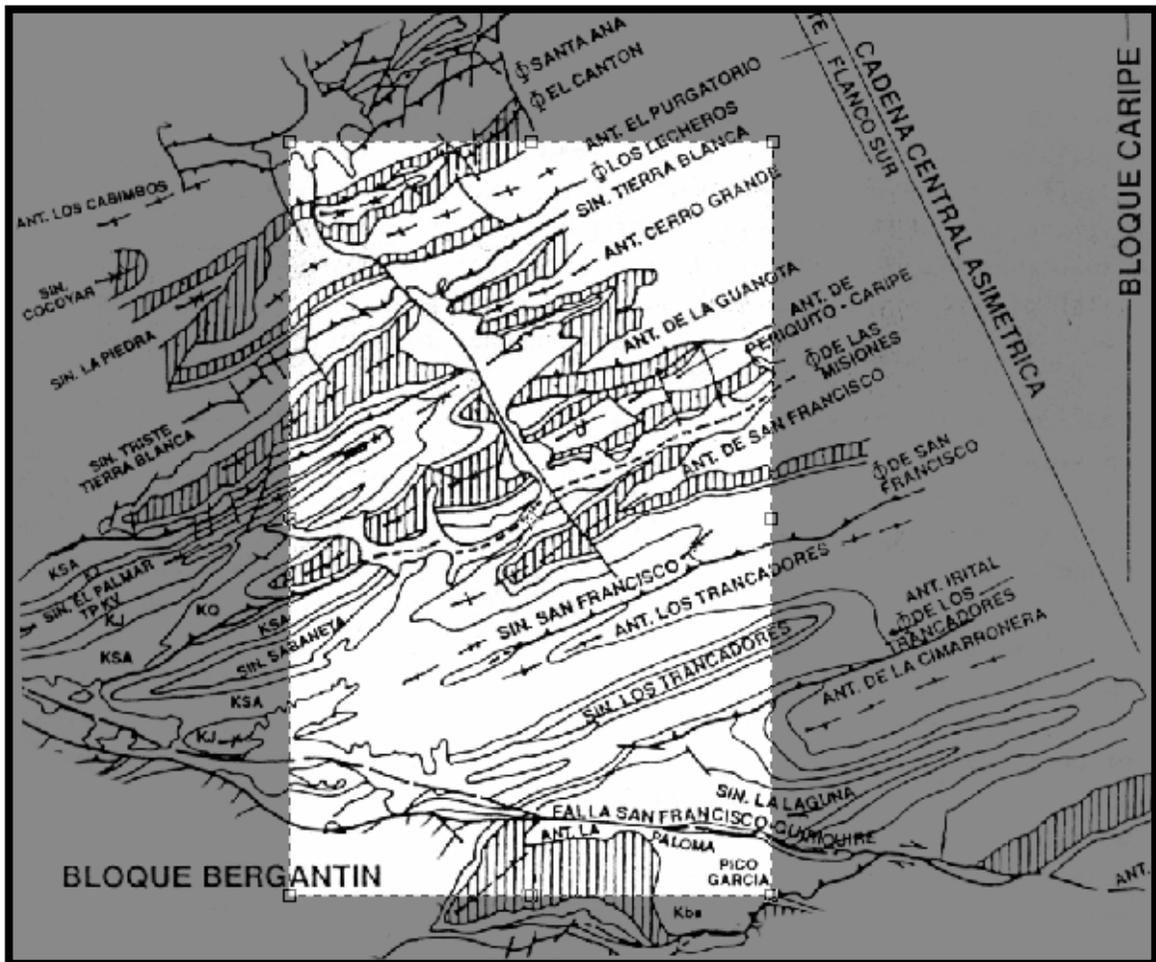


Figura 8.5.1. Mapa geológico esquemático de la cadena central de la Serranía del Interior Oriental según Bellizzia *et al.* 1976 (modificado de Chevalier 1991)

Esta falla es descrita por Chevalier (1991) como un accidente mayor que corta las estructuras desde el flanco norte de la Cadena Central Asimétrica en el Sinclinal

de Amanita hasta el flanco sur en el Anticlinal de San Francisco y se pierde en el corrimiento del mismo nombre. Presenta una componente predominantemente vertical, cuyo desplazamiento oscila entre 250 y 300 metros con el bloque oriental caído. En la misma dirección se observa a una escala menor, una serie de fallas de desgarre cortando perpendicularmente las estructuras en la mayoría de los casos ubicadas entre dos cizallamientos. Se puede incluso prolongar la traza de esta falla y darle continuidad en otra lineación N150°, un poco más al sur, que corta el Anticlinal de La Cimarronera. Curiosamente esta prolongación se orienta hacia la Falla de San Francisco en una zona que según la opinión de algunos autores y del suscrito es discontinua.

Cuando Rossi (1985) describe la Falla de San Francisco-Quiriquire menciona que a nivel de Guanaguana el valle se encorva progresivamente siguiendo una dirección N95° bien clara. Pero sobre el valle desde Pico García hasta el Cerro El Algarrobo no está bien marcado. En un trecho de 5 kilómetros la morfología no permite identificar claramente la existencia de falla en ese sector.

En el trabajo de campo de esta investigación, se pudo constatar que al norte del Cerro García, el valle tectónico de la falla que viene desde Guanaguana al oeste no sigue su orientación N95° sino que se encorva paralelo al corrimiento o Sinclinal de La Laguna N70°. Incluso se identifican algunas trazas sobre las imágenes de satélite que no están cortadas por la falla de San Francisco en este sector. Finalmente, en el extremo oriental del sector de estudio, el accidente es de nuevo bien marcado por un valle recto y poco profundo: el valle del Río Quiriquire.

El mapa geológico de la Creole D11C (figura 8.5.2) termina la traza de la falla en el Cerro El Danta; y la interpretación de Chevalier (1991) de un transecto que va desde Maturín hasta Cariaco deja este segmento discontinuo. No obstante, las relaciones entre la zona de falla de San Francisco y el patrón de fallamiento N150°, no ha sido bien definida desde el punto de vista de cronología de la deformación.

Preguntas:

- 1) ¿Tiene inherencia la Falla de Caripe (o una falla en esa dirección) sobre el trazo discontinuo de San Francisco en este sector?
- 2) ¿Tiene influencia la Falla de Caripe (o una de estas fallas de escala menor mencionadas por Chevalier) sobre los depósitos Plioceno - Cuaternarios del piedemonte de la Serranía?

La respuesta a estas dos preguntas podría ser la clave en la distribución e incisión de las terrazas de Mesa de Antonia planteado en las observaciones del capítulo VI, en un área que no alcanza 40 Km². Aunque la zona donde se ubica esta falla está fuera de los límites geográficos de este trabajo, se ha añadido una imagen en 3D que exhibe desde la Mesa de Antonia hasta los valles de Caripe, este gran accidente, y lo notable de un surco que corta todo la cadena central y meridional de la Serranía del Interior.

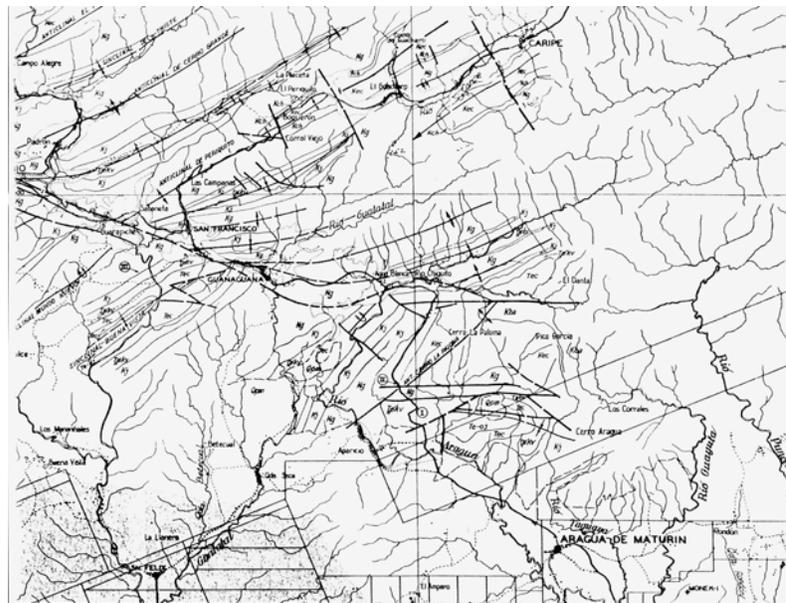
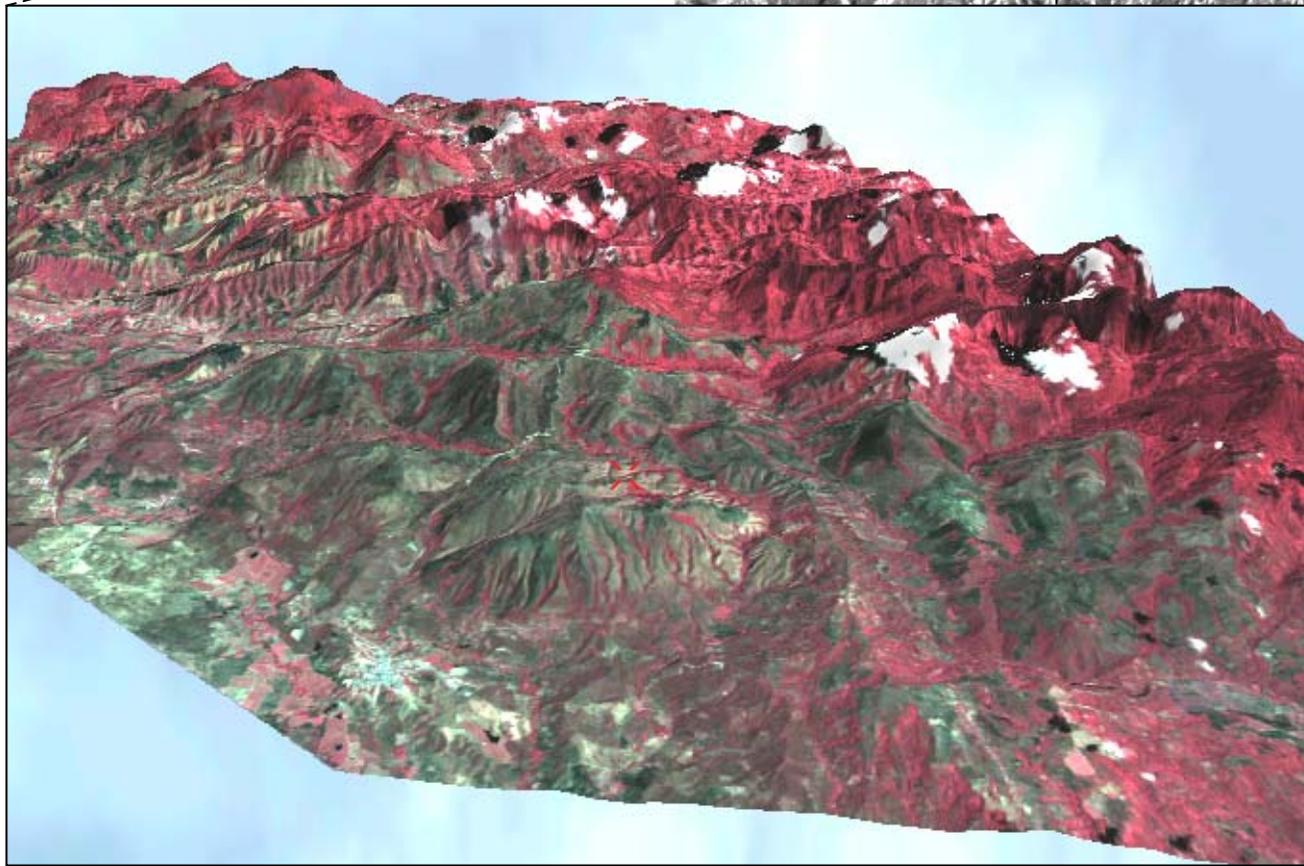
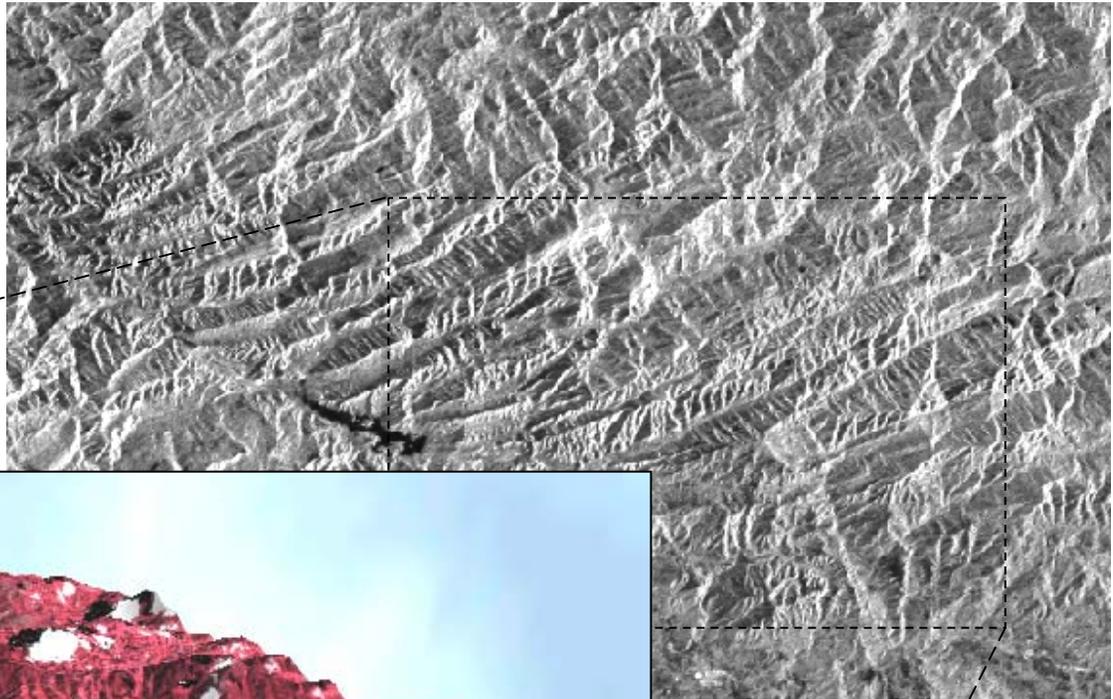


Figura 8.5.2. Mapa geológico de un sector meridional de la Serranía del Interior (tomado y modificado de Creole, en Salvador y Rosales, 1960)

Figura 8.5.3.

→ Imagen RADAR de una zona de la Serranía del Interior. Nótese la Falla de Caripe y la Falla de San Francisco.

↓ Imagen LANDSAT en 3D. Nótese el surco de la falla de Caripe transversal a las trazas de la Serranía y falla de San Francisco



Se cierran estas aseveraciones con un modelo que puede explicar la morfogénesis de las terrazas aluviales en el frente de montaña del sector Mesa de Antonia (figura 8.5.4).

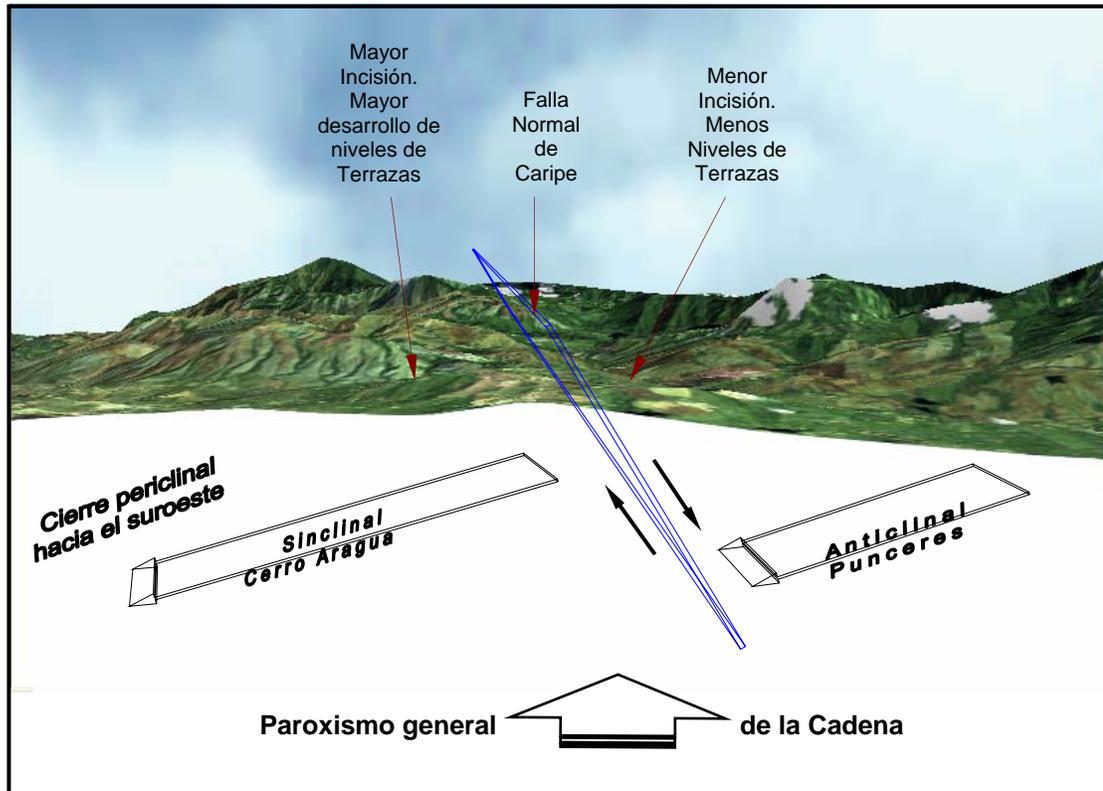


Figura 8.5.4. Modelo de inherecia de falla normal transversal sobre terrazas aluviales en frentes inversos (Wagner, 2004)

Otro elemento de interés en la interpretación del bloque Jusepín en profundidad y que ha sido identificado sobre las imágenes, son las lineaciones N130/140°.

Fueron propuestas en un análisis tentativo como parte de una tectónica transversa con una posible manifestación de bloques dislocados heredados desde el basamento controlando estructuralmente la reorientación y segmentación de los corrimientos y pliegues superpuestos. Nely (2001), en su análisis de estilos

estructurales muestra un ejemplo de una línea sísmica transversa SO-NE del campo Quiriquire profundo (Deep Quiriquire) donde los reflectores son dislocados por fallas de desgarre activas. Se busca saber si en superficie afloran estas estructuras.

Durante la etapa de campo en la subcuenca de Maturín no se encontraron evidencias de deformación activa sobre corredores con esta orientación.

En el estudio fotointerpretativo no se hallaron elementos morfológicos de fallamiento en estas direcciones.

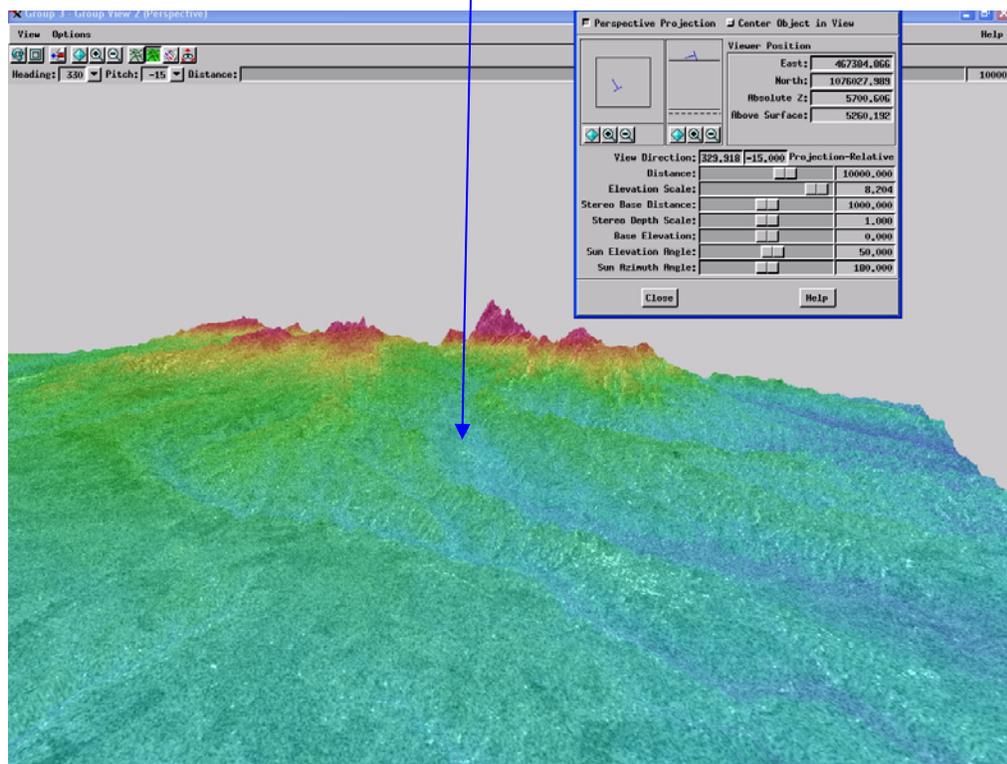
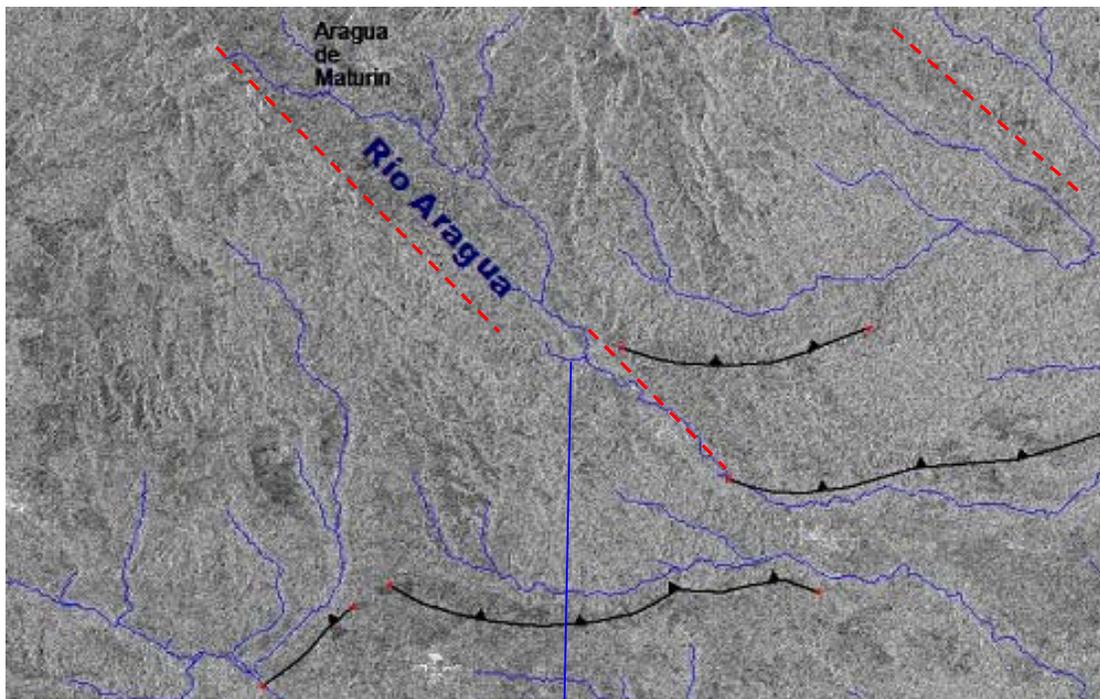
Es la teledetección el único vehículo que permite delimitar estas estructuras.

Entonces, ¿cómo podemos justificar la existencia de tales accidentes?

En la figura 8.5.5 sobre la imagen radar se ha interpretado todas las lineaciones estructurales y resulta N130° una de las más recurrentes. La falla de Los Bajos, Depresión de San Juan, y un tramo de la falla de San Francisco y Urica poseen la misma orientación.

En la figura 8.5.6 se observa claramente sobre la imagen Radar como las escamas del lado derecho de la figura (este) parecieran tener su rampa lateral en tales accidentes. Empero, en la imagen inferior se aprecia que dicho canal corresponde al valle del río Aragua.

En la figura 8.5.7 se tiene la falla de San Francisco en continuidad geométrica con la dirección N130° como brazos de fallas; y en la imagen Landsat de la figura 8.5.8 con vista norte-sur, resaltan muy bien en forma de lomo lineal que se encorvan en algunos casos en las escamas del frente inverso.



Figuras 8.5.6. Imagen Radar y modelo numérico de terreno en 3D del valle del río Aragua sobre una lineación N135°. Vista S-N.

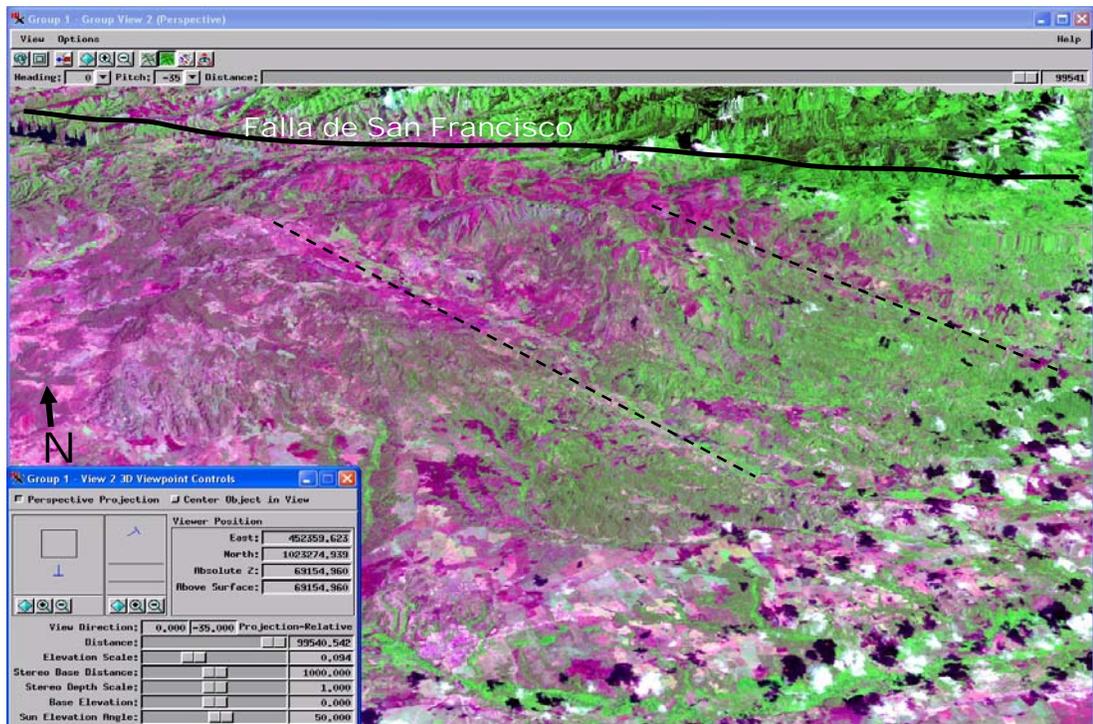


Figura 8.5.7. Imagen Landsat en 3D donde se aprecia en líneas punteadas las direcciones N135° desde la Falla de San Francisco hasta los corrimientos frontales. Vista SO-NE.

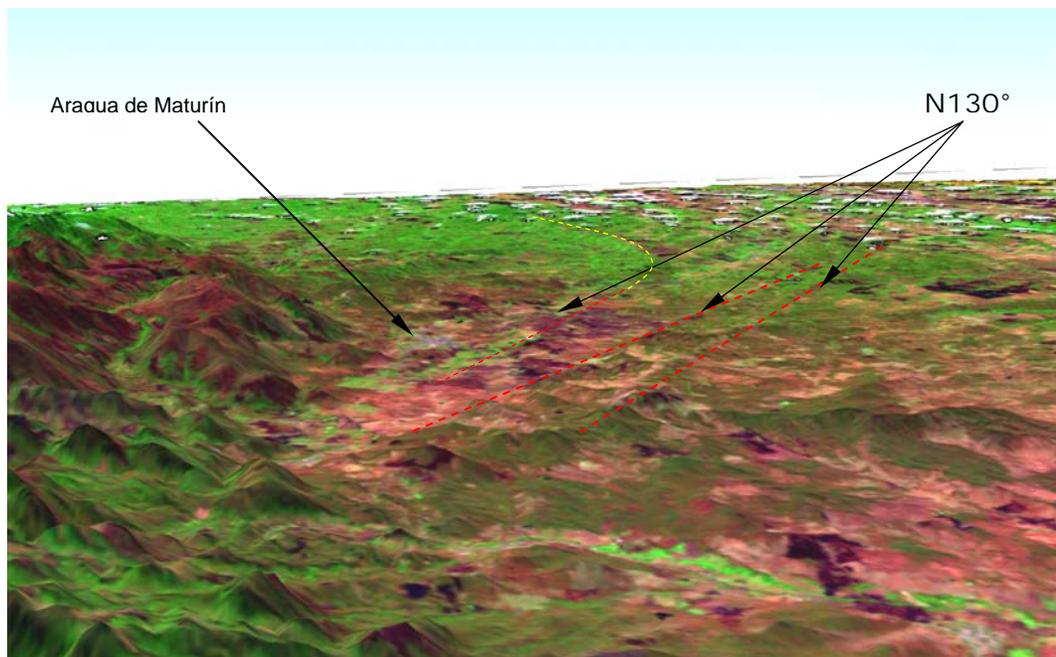


Figura 8.5.8. Imagen Landsat en 3D donde se aprecia en líneas punteadas las direcciones N130° desde la Falla de San Francisco hasta los corrimientos frontales. Vista: NO-SE.

Retomando el marco geodinámico de la cuenca, en el esquema estructural del margen pasivo están asociadas esas fallas NO-SE con las direcciones OSO-ENE bien conocidas en la Subcuenca de Maturín y el Cratón.

Las fallas OSO-ENE asociadas al plegamiento regional producido dentro de un régimen tectónico anterior al actual, fueron reactivadas o conservaron su actividad hasta la época cuaternaria, debido a que su orientación respecto al campo de esfuerzos regional actual ha facilitado su reutilización (Singer *et al.* 1998). Las escamas se encuentran conectadas con fallas NO-SE, tal como la Falla de Urica, las cuales actúan como rampas laterales que guían el movimiento de los bloques separados por ellas.

La tendencia estructural y la evolución tectónica para el Mioceno Inferior a Plioceno son claramente dependientes de la reactivación de tendencias heredadas de profundidad, en régimen transcurrente durante la fase de la compresión Andina. (SINCOR, 2001). En la figura 8.5.9 se encuentran las direcciones estructurales en el basamento de dicho informe.

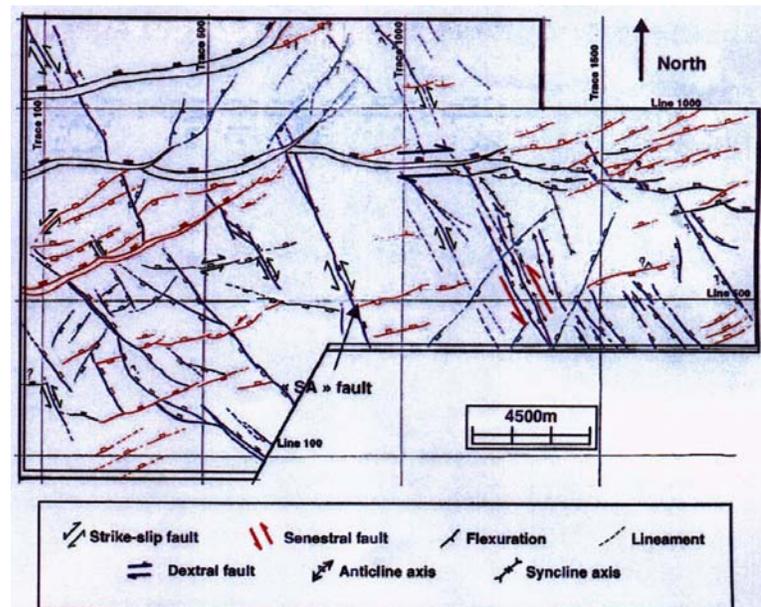


Figura 8.5.9. Tendencias estructurales de Basamento (Tomado de SINCOR 2001, informe confidencial)

Se puede plantear, que si existe relación entre estas direcciones preexistentes y la cobertura, y están siendo reutilizadas, entonces, estas direcciones o “escalones”, están actuando como: 1) rampas que guían el movimiento de los bloques como fallas de desgarre o incluso fallas de propagación, y/o 2) están controlando el espesor sedimentario depositado sobre ellas. Bajo esta última premisa se puede justificar por medio de modelos análogos el comportamiento imbricado de las escamas en el sector de estudio como unidades estructurales independientes (figura 8.5.10):

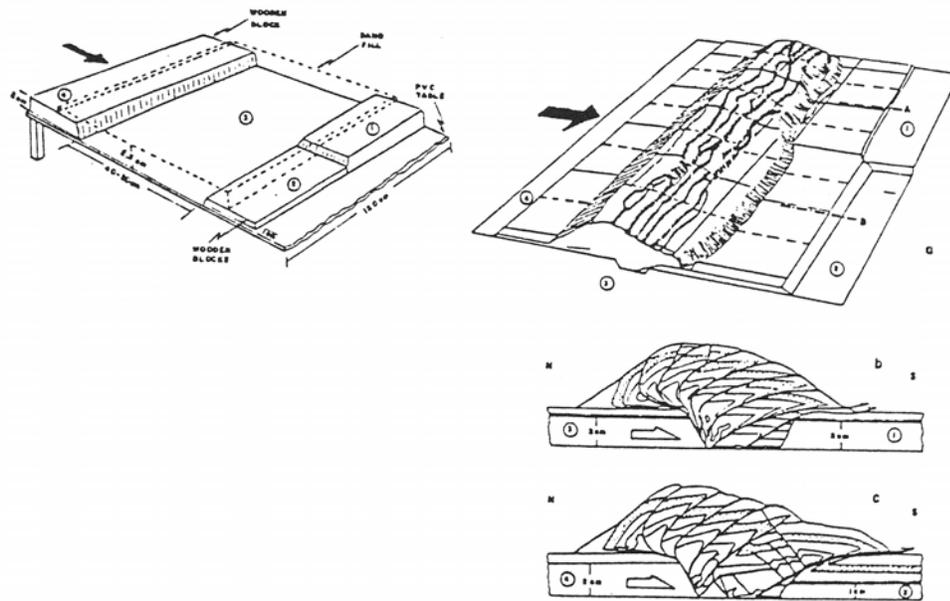


Figura 8.5.10. Modelos análogos en zonas de transferencia e inversión de graben (Audemard y Calassou, 1996)

Dentro de un mismo sistema de escamas pero con diferente espesor de la cubierta sedimentaria, la propagación de la escama hacia el frente será diferencial, y su avance, proporcional a su espesor.

¿Está relacionada esta diferencia en el espesor sedimentario, con un desnivel o superficie escalonada del basamento o en los niveles inferiores en la cobertura?

Para Hung (1997), las fallas normales de la provincia extensional están

involucradas con la deformación y posible subsidencia del basamento; y son sobreimpuestas por fallas lítricas que afectan las rocas neógenas.

Zeuss y Lena (1983), citado en Paredes (2002) adjudica el origen de estas fallas a dos factores, el primero de ellos se debe a la acción y forma del basamento, el cual tuvo movimientos ascendentes, a veces graduales y en otros violentos, especialmente en el Mioceno superior y Plioceno. Además define este conjunto de fallas en tres sistemas, el primero de rumbo N70°, el segundo de rumbo N140° y el tercero de rumbo N20°.

En su tesis, Paredes A (2002) estudia los estilos estructurales en un área al sur de Maturín, aproximadamente a 20 Km. Define una unidad III caracterizada por fallamiento normal generado por la flexión del margen pasivo que continuamente involucran la sección del Mioceno inferior (incluyendo en ocasiones al plano de despegue) así como el basamento. Una Unidad II de deslizamiento lítrico, orientado NO-SE y buzamiento hacia el NE aun cuando se observaron algunos con orientación E-O y buzamiento hacia el norte. Este fallamiento atraviesa incluso la unidad I suprayacente. Paredes (2002) explica que las fallas de la unidad I son afectadas por los deslizamientos en la unidad II y representan la continuación del fallamiento lítrico de esta unidad pero lo asocian a la inestabilidad ocasionada por diapirismo. Según esto estas estructuras NO-SE afectan prácticamente toda la cubierta sedimentaria.

Confrontando las propuestas de Zeuss, Lena y Paredes, en el modelo presentado, los sistemas de escamas imbricadas están orientadas globalmente N70°. Algunas evidencias geomorfológicas indican que sus terminaciones laterales se amortiguan en fallas igualmente de propagación ejemplificado por las flexuras que se hacen cada vez más, imperceptibles y se encorvan en dirección NO-SE. Algunos corrimientos son truncados sin una clara explicación de su terminación lateral. Otros se transfieren a otras escamas como por ejemplo el corrimiento de Jusepín-La Toscana.

Por último, se presenta una fusión entre el mapa estructural de la base Mesa - Las Piedras y el modelo digital de elevación de la superficie actual del terreno con un factor de exageración considerable (figura 8.5.11). La transferencia que presenta el alto estructural de Jusepín (color verde y cian) coincide con un desnivel topográfico representativo en la superficie actual del terreno en una línea N-S que une Bejucales y Potrerito.

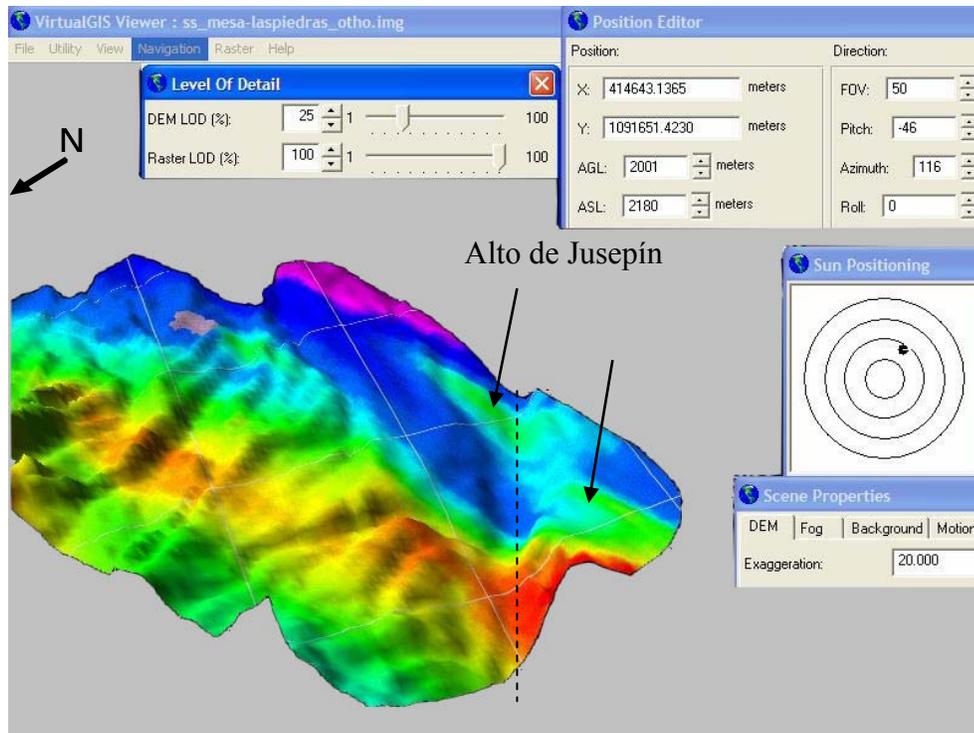


Figura 8.5.11. Mapa estructural de la base Mesa - Las Piedras con base en el modelo numérico de terreno.

Depresión topográfica, transferencia en las unidades estructurales, escalones o dislocación por fallamiento normal del basamento, herencia de estas estructuras en la cubierta sedimentaria, fallas de desgarres. Algunos de estos elementos fueron tratados y dilucidados en este trabajo que comprendió desde el estudio geológico de superficie hasta 1 segundo de sísmica. Se necesitarán más herramientas para dilucidar e hilvanar toda la información existente y por venir, a bien de la completa concepción tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela.

CAPÍTULO IX

CONCLUSIONES

Las evidencias geomorfológicas de fallamiento inverso observadas en el Piedemonte de la Serranía del Interior constituyen las manifestaciones superficiales más recientes de la incorporación de unidades cretácicas-terciarias y de las unidades del Corrimiento de Pirital y Furrial en dirección a la cuenca.

El Corrimiento de Pirital muestra su traza aparente a lo largo de unos 40 km, deformando la superficie de la Formación Mesa en ondulaciones antiforales en el sector de El Tejero, Punta de Mata, El Furrial y una ligera flexura al oeste de Jusepín, algunas de estas sólo reconocible en imágenes 3D con exageración vertical.

Movimientos más recientes deforman los depósitos cuaternarios de manera sinuosa como sucede en un accidente estructural de bajo ángulo de buzamiento. Los escarpes de falla y flexuras cuaternarias que controlan estas trazas muestran una geometría característica de falla inversa, evidenciada por medio de las deformaciones sucesivas de las terrazas aluviales de los ríos Aragua, Bejucales, Guarapiche y Amana.

Se realizó un mapa geológico a partir de la información existente: mapas geológicos y topográficos, interpretación de fotografía aéreas e imágenes satelitales, presentando un modelo estructural y geomorfológico del frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental y de la parte norte de la Subcuenca de Maturín basado en las deformaciones neotectónicas. Este modelo define la traza del sistema de escamas imbricado representado por los corrimientos frontales externos en función de la expresión superficial de estos accidentes en forma de basculamientos, flexuras cuaternaria, escarpes de falla, etc. Quedan definidos en: Corrimiento de Chapapotal, Corrimiento de Jusepín-La Toscana, Corrimiento de El Furrial-Maturín y corrimiento de El Tejero. Algunas estructuras se encorvan hacia el NO siguiendo un patrón estructural en forma de boomerang. Esta dirección NO-SE, representa normalmente la terminación lateral occidental de las escamas y parecieran guiar el movimiento de los bloques separados por ellas. No obstante, algunas escamas son

truncadas o amortiguadas en direcciones preferenciales. La terminación oriental de los Corrimientos Intermedios está representada por la transferencia en escamas imbricadas y en el caso del Corrimiento Frontal Externo en una traza casi continua, ambas, siguiendo un patrón estructural regional de dirección N70°.

Este alineamiento parece ser el límite Sur de las evidencias diagnósticas. Sin embargo, se presenta entre los ríos Amana y Tonoro un antiforame suave que controla este interfluvio.

Se ejemplifica la noción del control geomorfológico en dos de sus aspectos fundamentales: control morfodinámico y control morfotectónico. El primero, se puede relacionar con algunas formas de erosión regresiva y las oscilaciones climáticas posteriores a la que dio origen a la Formación Mesa, pero la mayoría derivan de los movimientos tectónicos. Las principales zonas afectadas por la erosión regresiva corresponden a la traza del Alto de Pirital. El control morfotectónico por su parte se ve representado por morfoestructuras post - aplanamiento que se originan por el levantamiento de la cadena y el posterior sometimiento a la erosión diferencial, entre ellas se encuentra el sinclinal colgado de Cerro Aragua. En la Subcuenca se manifiesta por deformaciones locales y regionales por tectónica de falla inversa y basculamientos que afectan la Formación Mesa.

La disminución del vigor de los entalles de los valles de los ríos hacia el sur, la imperceptibilidad de la discordancia pre-Mesa a medida que nos alejamos del Piedemonte y la disminución de los niveles de terrazas en el mismo sentido son elementos que revelan el amortiguamiento del efecto neotectónico a medida que se aleja del frente de montaña. Por su parte, encontrar en los primeros niveles de terraza la mayor incisión y disminución progresiva de la altura de estos niveles hacia los depósitos más recientes (con los procesos exodinámicos relativamente constantes), pone en evidencia la atenuación en función del tiempo del impacto de los pulsos tectónicos hacia la cuenca.

Las conclusiones microtectónicas incluyen la clasificación de las siguientes familias de fracturas en orden de recurrencia:

En el frente de montaña: N10°, N130°, N70°, E-O, N160°

En la Subcuenca: N10°, NO-SE, N70°

Entre las fallas cartografiadas sobre el campo, sobre las imágenes y sobre las fotos aéreas, las direcciones N70° y N130/150° y N10° aparecen fuertemente representadas en las evaluaciones microtectónicas y también concordante con las direcciones estructurales de las rocas que se perforan en la cuenca; es decir, existe correspondencia con sus equivalentes macro y mesoscópico.

Se concluye que el patrón de fractura es independiente de la litología, ya que en los cuatro grupos formacionales, las tres o cuatro familias encontradas son mas o menos constantes. No así, la orientación de las estructuras mayores, la cual parece ser una variable control, ya que existe una tendencia de las estructuras a fallarse paralelo a los planos axiales de los pliegues.

Se presenta un modelo de deformación que coloca $\sigma_1 = N160^\circ/N-S$ aproximadamente perpendicular al corrimiento de Pirital y Masacua. Esto es una respuesta razonable en vista que los ejes estructurales del frente de escamas de la gran zona de El Furrial son aproximadamente paralelas al esfuerzo mínimo horizontal.

La tendencia estructural de la Serranía, pliegues y corrimientos frontales es N70° y N10° como antitético en el esquema de esfuerzos representado por numerosas fallas centimétricas y métricas en el borde meridional de la cadena y el piedemonte.

La existencia de direcciones de ejes de pliegue N50° es producto de la deformación en la cuña oriental del bloque Bergantín con el bloque Caripe debido a la actividad del Sistema de Falla San Francisco Quiriquire y localmente en la Falla de Aparicio. La orientación $\sigma_1 = N125^\circ/E-O$ en el piedemonte, queda explicada como una desviación del esfuerzo máximo provocado por el funcionamiento y geometría de la falla. La razón de la rotación de σ_1 viene dada en función del ángulo que presenta la falla con la dirección de σ_1 regional al atravesar un sistema de falla de rumbo.

VII.- BIBLIOGRAFÍA

ARRIECHE, M.; VERA, A.; ROMERO, I.; GONZALES, M.; GALVAO, L. (2002) Use of remote sensing and field reflectance data integrated with surface geochemistry and geology for detecting possible areas of hydrocarbon presence. VII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas.

AUDEMARD, F., E.; SERRANO, I. C. (2001) Future Petroliferous Provinces of Venezuela. AAPG Mem. 74, p. 353-372.

AUDEMARD F. (1984) Evaluación Geológica de la Cuenca del Tuy para fines de investigaciones neotectónicas, Tesis, UCV, Caracas Venezuela, 226 p.

AUDEMARD F; CALASSOU, S. (1996) The Guadalupe-Chuchure Thrust Fault System, Falcon Basin, Northwestern Venezuela: Natural Example and Analog Modelling of a Transfer Zone, Proceedings III ISAG, Saint-Malo, France.

AUDEMARD F. (1999) Morpho-Structural Expression of Active Thrust Fault Systems in the Humid Tropical Foothills of Colombia and Venezuela. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement 118, pp.227-244

AUDEMARD, F.; SINGER, A. (1997) La Ingeniería de Fallas Activas en Venezuela: Historia y Estado del Arte. Seminario Internacional de Ingeniería Sísmica: Aniversario del Terremoto de Caracas de 1967. Universidad Católica Andrés Bello, Caracas. pp. 11-27.

AYMARD, R.; PIMENTEL, L.; EITZ, P.; CHAOUCH, A.; NAVARRO, J.; MIJARES, J.; PEREIRA, J., G. (1990) Geological Integration and Evaluation of Northern Monagas, Eastern Venezuelan Basin. En "Classic Petroleum Provinces", J.Brooks ed., Geol. Soc. Special Publ. 50, London, UK, pp. 37-53.

BELTRÁN C, GIRALDO (1989) Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. Memoria VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto 3:1000-1021

BELLIZIA, A.; PIMENTEL, N.; BAJO, R. (1976) Mapa Geológico Estructural de Venezuela, 1:500.000 scale, ed, FONINVES, Caracas.

BELLIZIA, A. (1985) Sistema Montañoso del Caribe – Una Cordillera Alóctona en la parte norte de América del Sur. VI Congreso Geológico Venezolano pp. 6658-6836.

CAMPOS, V.; DAAL, A.; GONZALES, A.; PIZÓN, J.; DE JANVRY, H.; BLAS MONTES, G.; HERNÁNDEZ, J. (1988) Síntesis tectónico-estratigráfica del norte de Anzoategui-Monagas y su aplicación en la exploración de hidrocarburos. En “Exploración petrolera de las cuencas subandinas”, Mem. III Simposio Bolivariano, tomo I, pp. 374-400

CARNEVALI, J., O. (1988) Venezuela nor-oriental: exploración en frente de montaña. Mem. III Simposio Bolivariano, tomo I. pp. 69-89

CASTILLO, S; VERA, A; CHAPLET, M. (2000) Integración de imágenes de satélite con información geológica y geofísica para la contribución en la definición de los modelos estructurales y litológicos en áreas exploratorias. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas

CHEVALIER, Y.; GONZÁLEZ, G.; MATA, S.; SANTIAGO, N.; SPANO, F.; (1995). Estratigrafía secuencial y tectónica del transepto El Pilar-Cerro Negro, Cuenca Oriental de Venezuela. VI Congreso Colombiano del Petróleo, pp. 115-125.

CHEVALIER, Y; ALVAREZ E. (1991) Consideraciones Estructurales del Transecto Cariaco-Maturín. Informe Tectónica, Departamento de Geología, Gerencia de Estudios Regionales, LAGOVEN, 54 pp.

CHOY, E.; MORANDI, M.; OSECHAS, C., P. (1998) Determinación de patrones de esfuerzos tectónicos para el Oriente de Venezuela – Sureste del Caribe a partir de mecanismos focales. IX Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. 4 pp.

CHUVIECO, E (1995) Fundamentos de Percepción Remota. 2da. Edición Rialp S.A. Madrid.

COPLANARH (1974). Estudio Geomorfológico de los Llanos Orientales, Caracas, Venezuela. 164 pp.

COQUE, R. (1998) Géomorphologie. Sixième édition Armand Colin, Paris, 500 pp.

COMBES P. (1984) La tectonique recente de la Provenence Occidentale. Tesis Doctoral. Université Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg.

DAAL J. (1992) Análisis Estructural del Bloque Alóctono de Pirital y su Incidencia en la Exploración Petrolera. Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas. p. 20-27.

DE SISTO, J. (1964) The Santa Bárbara Fault of northern Monagas. Asoc. Ven. Geol., Min. Y Petr., Bol. Inform., 4 , p. 103, 109.

DI CROCE, J. (1995) Eastern Venezuela basin: sequence stratigraphy and structural evolution. Ph. D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, USA.

DI CROCE, J.; BALLY, A., W.; VAIL, P. (1999) Sequence stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin. Caribbean Basin, Sedimentary Basin of the World, 4 edited P. Mann, pp. 419-476

DOMÍNGUEZ, S.; MALAVIEILLE, A.; AVOUAC, P. (2003). Fluvial Terraces deformation induced by thrust faulting: an experimental approach to better estimate crustal shortening velocities. Geophysical Research Abstracts, European Geophysical Society. Vol.5, 11321

DOS SANTOS (1990). Influencia del Corrimiento de Piritál en la capa Meteorizada en el noreste del Estado Monagas. CORPOVEN, Puerto. La Cruz, Venezuela. V Congreso Venezolano de Geofísica.

ERLICH R.N., BARRETT S.F. (1992) Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin. AAPG Mem. 55, pp.341-362.

EVA, A.; BURKE, K.; MANN, P.; WADGE, G. (1989). Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. Marine and Petroleum Geology, v. 6, pp. 9-21.

ESPINOLA, E.; OLLARVES, R. (2002) Estudio tectono-estratigráfico del borde septentrional de la Cuenca de Barlovento, estado Miranda: implicaciones neotectónicas. Trabajo especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 244 pp.

FINTINA, C (2003) Modelado Estructural-Geoquímico en 2d del Frente de deformación de la Serranía del Interior. Trabajo de Grado de Maestría, UCV.

GALLANGO, O.; PARNAUD, F. (1995). Two-Dimensional Computer Modeling of Oil Generation and Migration in a transect of the Eastern Venezuela Basin. AAPG Memoir 62, pp. 727-740.

GONZÁLEZ, C, J. *et al.*, (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ed. Foninves, 2do. Vol.

GUERRERO, Y. (2002) Introducción al tratamiento de las imágenes satelitales. Ejemplos en geología y ciencias ambientales sobre el área de los Andes Venezolanos. Université de Pau et des Pays de l'Adour, Imagerie Geophysique, Deformations de la Lithosphere. 20 p.

HANCOCK (1994). Continental Deformation. Oxford: Pergamon press, p.421

HARDY, S.; MCCLAY, K. (1998) Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding. *Journal of Structural Geology* 21, pp. 695-702

HEDBERG, H. (1950). Geology of the Eastern Venezuela Basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-Eastern Guárico portion). *Geological Society of America Bulletin*. V. 61, no. 11, pp. 1173-1216.

HUNG, E., (1997). Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturin Subbasin, Eastern Venezuela Basin. Msc. Thesis, Rice University, Huston, Texas, USA, pp. 57-94.

JAIN, V., E. (1980) *Geotectónica General*. Editorial Mir Moscú. 357 p.

JONSON, K (2001) Mechanical analysis of the geometry of forced-folds. *Journal of Structural Geology* 24, pp. 401-410

LAGASQUIE, M., P. (1998) Apport de la Teledetection Radar aux Sciences de la Terre. Etude de L'Interferometrie Radar. DEA Structure et Evolution de la Lithosphere. Université de Sciences et Techniques Montpellier II, Université de Pau et des Pays de l'Adour. 13 p.

LAVÉ, J.; AVOUAC, J., P. (2001). Fluvial Incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, Laboratoire de Geophysique, Commissariat a l'Energie Atomique, Bruyeres-Le Chatel, France, p.561-583

MARTÍNEZ, J., A. (2000) Anomalía gravimétrica en el Frente de Montaña del Norte de Monagas, Cuenca Oriental de Venezuela. X Congreso Venezolano de Geofísica. 7 p.

MARTÍNEZ (1995) A Geological and Geophysical Study of Structural Style along a Transec of the Maturin Sub Basin, Eastern Venezuela Basin. Tesis de Maestría, SC Univ. Columbia, 154 p.

MENDEZ J, SHERER, W (1997) Tabla de correlación del cuaternario en Venezuela. Memoria VIII, Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 2:107-113.

MÉNDEZ, M. (1999) Estructura de la faja de plegamiento y corrimiento del Flanco Sur de la Serranía del Interior. Universidad Central de Venezuela, TESIS, 113 p.

MÉNDEZ, O. (1985). Historia Geológica Graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, 2:1000-1040.

NOUGIER, P. (2000) Déformation des Roches et Transformation de Leurs Minéraux – Initiation á la Tectonique. Ed. Ellipses, Paris, 170 p.

OSTOS, M.; YORIS, F.(1997) Geología de Venezuela. Evaluación de Pozos WEC Electrónico. Caracas. Cap. 1

PAREDES, A. (2002) Estilos Estructurales en un área ubicada al sur de Maturín Edo. Monagas. TESIS UCV.

PARNAUD, F.; GOU, Y.; PASCUAL, J., C.; TRUSKOWSKI, I.; GALLANGO, O.; PASSALACQUA, H. (1995). Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuela Basin, AAPG Memoir 62, pp. 741-756.

PASSALACQUA, H.; FERNÁNDEZ, F.; GOU, Y.; ROURE (1995) Crustal Architecture and Strain Partitionning in the Eastern Venezuelan Ranges. In Petroleum Basins of South America'', AAPG Memoir 62, pp. 667-679.

PINDELL, J., L.; BARRETT, S., F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region; A plate tectonic perspective, *in* G. Dengo and J. E. Case, Eds., The Geology of North America, Volume H, The Caribbean Region: The Geological Society of America, pp. 405-432.

ROD, E. (1959) West end of Serrania del Interior. AAPG Bull. 43 (4): 772-789.

ROSALES, H. (1972) La Falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela. Mem. IV Congreso Geológico Venezolano, Bol. Geol., Vol. 4, pp. 2332-2336.

ROSSI, T. (1985) La Serranía del Interior Oriental sur le transect Cariaco-Maturín. These de Doctorat de la Université de Bretagne Occidentale. pp. 278-300

ROURE, F. ; CARNEVALI, O. ; GOU, Y. ; SUBIETA, T. (1994) Geometry and kinematics of the north Monagas thrust belt (Venezuela). *Marine and Petroleum Geology*, v. 11, pp. 347-362.

SALVADOR, A.; ROSALES, H. (1960) Guía de excursión A-3, Jusepín-Cumana. Men. III Congreso Geológico Venezolano, tomo I, Bol. Geol. Publ. Especial, vol. 3, n°1, pp. 63-74.

SHAW, J., H.; BOLOTTI, F., BRENNAN, P., A. (1999) Patterns of imbricate thrusting. *Bull. GSA*, v.111; no. 8; pp. 1140-1154

SINGER, A.; RODRÍGUEZ J. A.; BELTRAN (1998) Evidencias Geomorfológicas de Actividad Neotectónica a lo largo de los corrimientos frontales de la Serranía del Interior en el Oriente Venezolano, FUNVISIS, pp. 205-210

SOULAS, J. (1985) Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. *Memoria VI Congreso Geológico de Venezuela*, Caracas 10: 6640-6656.

STEPHAN, J.; DE LEPINAY, B., M.; CALAIS, E.; TARDY, M.; BECK, C.; CARFANTAN, J., C.; OLIVET, J., L.; VILA, J., M.; BOUYSSSE, P.; MAUFFRET, A.; BORGOS, J.; THERY, J., M.; TOURNON, J.; BLANCHET, R.; DERCOURT, J. (1990) Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 8, no. 9, pp. 281-282.

SUBIETA (1998) Evolución tectono-estratigráfica de la Serranía del Interior y de la Subcuenca de Maturín. *Mem. III Simposio Bolivariano- Cuencas Subandinas*, pp. 549-577.

SUMMER, R., H.; WESTBROOK, G., K. (2001) Mud diapirism in front of the Barbados accretionary wedge: the influence of fracture zones and North America-South America plate motions. *Marine and Petroleum Geology* 18 pp. 591-613.

SUPPE, J. (1983) *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, Englewood cliffs, New Jersey.

SUPPE, J.; MEDWEDEFF, D. (1990) Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.*, v.83, no.3. pp. 409-454.

TAHA M. (1986) Apport de la microtectonique cassante aux problèmes des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations. Tesis Doctoral. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, Francia.

TOTAL (1995) Interpretation Structurale Deep Jusepín, Compte-Rendu de Visite a TOGV. TEP/DEG/RDM/DP.

TOTAL (1995) Impact de la tectonique sur les forage des puits de Jusepin profond. TEP/DDP/DFP/DIR. 8 p.

TOTAL – FLINCH, J. (1998) Structural Interpretation of the Jusepin Field. TEP/DEG/PN/GGX. 11 p.

TOTAL – (2000) Deep Jusepin Field, Geo-model III.

TOTAL - NELLY, G.; RIVES, T. (2001) East Venezuela – Maturín Sub-Basin – Jusepin Block, Structural Study of Jusepin and Cotoperi Trends – Tentative Analysis of Fault Sealing Efficiency. Interpretation et modelisation structurale. Pau, FR. 20 p.

TOTAL – SINCOR (2001) Structural interpretation, reprocessed 3D seismic. Exploration & Production. 8 p.

TOTAL – (2001) Final Geological Report, Jusepin.

VIVAS, V.; BELLIZZIA, A.; MACSOTAY, O. (1985) Deflexión de Barcelona: rasgo estructural primario en Venezuela nororiental. Mem. VI Congreso Geológico Venezolano, tomo IV, pp..2712-2744.

WILCOX (1973) Basic Wrench Tectonic. AAPG Bull 57(1): 74-96

XIAOHAN L (1983) Perturbations de contraintes liees aux structures causantes dans les calcaires fins du Langedoc. Observations et simulations mathematiques. Tesis doctoral. Université des Sciences et Techniques du Langedoc, Montpellier, Francia.

ZINCK, A., P., URRIOLA, L. (1970) Origen y Evolución de la formación Mesa. Un enfoque edafológico. M.O.P Barcelona, Venezuela.

REFERENCIAS ELECTRÓNICAS

ENCARTA® (2003) Biblioteca de consulta. Electrónico. Microsoft.

MATTAUER (2001) Erosion différentielle et escarpement de faille le secteur du Pic Saint Loup Janvier. Disponible: <http://www.ens-lyon.fr/Planet- Terre / Infosciences / Terrain / Ecole / Cevennes /lesson3bis.html>

EDUSPACE (2000) Principios de Teledetección y Sensores Remotos. Disponible: <http://www.eduspace.eurisy.org/eduspace/subtopic/default.asp?document=295>

GEOSYS (2002) Página principal - Imágenes y Altimetría. Disponible: <http://www.geosys.fr/francais/geodata/frgeodat.htm>