

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ESTUDIO NEOTECTÓNICO DE LA CUENCA DE MONAY, ESTADO TRUJILLO**

**Tutor: Dr. Franck Audemard**  
**Cotutor: Ricardo Alezones**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al título de Ingeniero Geólogo  
Por los Brs. Montenegro G. Richard A.  
Ojeda R. Johana C.

Caracas, noviembre 2008

Caracas, noviembre 2008

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los bachilleres: Montenegro G. Richard A y Ojeda R. Johana C., titulado:

**ESTUDIO NEOTECTÓNICO DE LA CUENCA DE MONAY, ESTADO TRUJILLO**

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 los autores, lo declaran APROBADO.

---

Prof. Paúl Romero

Jurado

---

Prof. André Singer

Jurado

---

Prof. Franck Audemard  
Tutor Académico

## *Agradecimientos*

*En primer lugar, a Dios por protegerme y bendecir cada paso que he dado en mi vida.*

*A mi madre, padres y hermanos, a quienes amo muchísimo, por apoyarme y aconsejarme en todas las decisiones que tomo a diario, así como a mi abuelita, mis tías, tíos, y mis primos, por su cariño y sus palabras de aliento en todo momento. Gracias Dios por bendecirme con tan bella familia!!!!*

*A la Universidad Central de Venezuela, por darme la oportunidad de formarme profesionalmente, así como compartir tan gratos momentos dentro de sus aulas.*

*A funvisis, por brindarme su respaldo en la realización de este proyecto.*

*A mi tutor, Franck Audemard, por permitirme participar en este proyecto y encaminarlo hacia el éxito con sus acertadas recomendaciones.*

*Al profe Ricardo Alezones, por guiar también este proyecto, por los gratos momentos compartidos en clases y a lo largo de toda la carrera ah... y claro por las bromas y vacilones a los que samente, cada vez que llego al laboratorio jajaja!!*

*A mi compañero de tesis y gran amigo, Richard Montenegro, hermano!!! Esta fue la prueba de fuego, nos queremos y nos soportamos vale! Claro que sí!! Ja!*

*Al negro Manuel, por brindarme su amistad, por ser un panita y ser cómplice de todo esto, brindándonos su apoyo y su casa, cada vez que la necesitamos. A tu mamá, un millón de gracias por recibirnos en todas esas oportunidades y por atendernos como sus hijos.*

*A mis amigos samuelitos, por ese lindo inicio en la Universidad. Ese proceso se me hizo más fácil gracias a ustedes!! en particular gracias a tí mi niño, Ernesto, por haber sido un tan bello conmigo durante todo ese tiempo.*

*A mis altos panas de la escuela, por todos esos trasnochos, esos campos, esos viernes de parroquia, esas rumbas buenísimas en las que amanecíamos, esas parrilladas, en fin por todos esos momentos: Richard, Mis compas (Mafer y Yoyis) Grazi, Mis Hermanitos (Rosmar e Hilde) el Pedrito, Mis negros (Manuel, Angelito, Felixavier, Oscar) Mi niño (Joao) el pana Gerardo, el Wilí, Luisito Zurbarán, Mis Amis (Cláudia, Carolina, Marlíne ), el doctor (Wodyy), Laurita, Alexandra y todos los demás chicos... No recuerdo quien lo dijo, pero es cierto, Somos un selecto grupo!!!! Los quiero muchachos!!! Nunca los olvidaré!!!*

*A los chicos de la sala de tesis: Rafa, Daya, Sirel, Jelime, Rosana (la negra), Krupscaya (la flaca), Carlos Rojas, Rossana (la gochita) y claro a Javi e Ilí, por compartir todo este proceso con nosotros y apoyarnos, escucharnos y hacernos reír siempre. A los geofísicos de la fundación en especial a Ceci , por insistirme en que tenga paciencia, a Keny, Carlos y Edwin.*

*Por último, pero no menos importante a la gente de Monay, mil gracias por recibirnos y tratarnos tan amablemente durante esos 2 meses, por ser tan sencillos y de tanta calidad humana.*

*iiiiGracias a todos los que de alguna u otra forma, han tenido participación en toda mi formación como ser humano y profesional!!!!*

*Johana Ojeda*

*En primer lugar a dios, por darme salud y siempre ayudarme a conseguir todas mis metas.*

*A mi Mamá, quien con su sacrificio, a hecho de mí quien soy hoy en día, y sin la cual no lo hubiera logrado.*

*A mi Papá, por siempre estar y ser un gran apoyo, en todos las metas que me he propuesto.*

*A mi tía bella (tía Alicia) por ser una amiga más y siempre estar ahí incondicionalmente.*

*A mis abuelas (Cristina y Gladys), por ser unas segundas Madres y siempre estar pendientes de mí, y además por siempre consentirme como lo han hecho hasta hoy en día.*

*A la Universidad Central de Venezuela por brindarme la formación académica.*

*A Funvisis por apoyarme en todo para la realización de este trabajo.*

*A mi tutor, el Dr. Franck Audemard por darme la oportunidad de trabajar en este proyecto, y ser el guía en la ejecución del mismo.*

*Al Prof. Ricardo Alezones, por ser mi cotutor, amigo y guía durante toda la carrera.*

*A mi compañera de tesis, Johana Ojeda, por ser mi amiga y compañera en esta ardua labor y en la carrera.*

*A Manuel, por ser mi pana y por brindar su casa como cuartel de trabajo para la tesis.*

*A mis amigas del alma Karen y Ada, por siempre estar ahí apoyándome y ser mi segunda familia.*

*A los panas con los que inicié la carrera y todavía me acompañan, Eduardo (el bubu), Héctor (mi hermano del alma), Ramón (la Pros...), y a Sasha, Samantha, Ronny y Rosangel (las cuatro mosqueteras).*

*A mis amigos de la escuela de Geología, por todos los viernes en la parroquia, todas las salidas de campo y todas las noches que pasamos sin dormir haciendo cualquier cosa de la uní. Rosmar (el Bro), Wilmer (el will), Félixavier (el negro), Yohana (la yoyís), Graziana (mi grazi), mafer (maferonn), Pedro (pedrique), Hildemaro (Hildévago), Oscar (el tucú), Laurita (T-rex), Alexandra (ale), Carolina y Carlos Ravelo.*

*A mis panas de la sala de tesistas, por hacer amenas las muchas mañanas y tardes que pasamos trabajando en nuestras respectivas tesis. Rafael, Dayana, Sirel, Jelime, Rosana (la negra), Krupscaya (la flaca), Carlos Rojas, Rossana (To... Bo...) y a los coledaos de la sala pero no por eso menos importantes Iliana y Javier.*

*A mis hermanos, Karola, Manuel, Yurbani y Michelle, por ser un incentivo para ser cada día mejor y un buen hermano mayor.*

*A mis primas, Karla y glori, por ser mis amigas y compañeras desde carricitos.*

*A las Sras. Ana y Fina, por siempre recibirme en sus casas y tratarme como si fuera uno más su familia.*

*Y a todo aquel, que sabe que ha tenido algo que ver en mi crecimiento como persona, estudiante y ahora profesional, y que lamentablemente se olvidó comentar.*

*Richard Montenegro*

## ÍNDICE

	<b>Pág.</b>
<b>ÍNDICE</b> .....	<b>VII</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>X</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>XVIII</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1. OBJETIVOS .....	2
1.1.1. <i>Objetivo General</i> .....	2
1.1.2. <i>Objetivos Específicos</i> .....	2
1.2. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	3
1.3. VÍAS DE ACCESO .....	5
1.4. METODOLOGÍA.....	5
1.5. FINANCIAMIENTO.....	9
<b>2. GEOGRAFÍA FÍSICA</b> .....	<b>10</b>

2.1 CLIMA.....	10
2.2 VEGETACIÓN.....	11
2.3 SUELOS .....	14
2.4 RELIEVE.....	15
2.5 DRENAJE.....	17
<b>3. GEOLOGÍA REGIONAL .....</b>	<b>20</b>
3.1. EVOLUCIÓN DE LOS ANDES .....	20
3.1.2. <i>Terciario</i> .....	23
3.1.3. <i>Plio-Cuaternario</i> .....	24
3.2. BLOQUE TRUJILLO .....	27
3.3. FALLAS LIMÍTROFES AL BLOQUE TRUJILLO .....	29
3.3.1. <i>Falla de Boconó</i> .....	29
3.3.2. <i>Falla de Valera</i> .....	31
3.4. SISMOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLOGÍA. ....	35
3.5 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.....	38
3.5.1 <i>Formación Betijoque</i> .....	39
3.5.2 <i>Formación Isnotú</i> .....	41
3.6 GEOTERMIA .....	45
3.7 SISMICIDAD HISTÓRICA Y RIESGO GEOLÓGICO.....	49
<b>4. ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....</b>	<b>55</b>
4.1. TERRAZAS FLUVIALES Y CONOTERRAZAS AL SUR DE LA CUENCA.....	55
4.1.1. <i>Generalidades</i> .....	55
4.1.2. <i>Descripción Litológica</i> .....	58
4.1.2.1. <i>Terrazas de edad Q<sub>6</sub></i> .....	58
4.1.2.2. <i>Terrazas de edad Q<sub>5</sub></i> .....	58
4.1.2.3. <i>Conoterrazas y terrazas de edad Q<sub>4</sub></i> .....	59
4.1.2.4. <i>Terrazas de edad Q<sub>3</sub></i> .....	60
4.1.2.5. <i>Terrazas de edad Q<sub>2</sub></i> .....	62
4.1.2.6. <i>Terrazas de edad Q<sub>1</sub></i> .....	66
4.2. TERRAZAS FLUVIALES Y RAMPAS AL NORTE DE LA CUENCA.....	67
4.2.1. <i>Generalidades</i> .....	67
4.2.2. <i>Descripción Litológica</i> .....	67
4.2.2.1. <i>Rampas de edad Q<sub>5</sub></i> .....	67
4.2.2.2. <i>Rampas de edad Q<sub>4</sub></i> .....	68
4.2.2.3. <i>Terrazas y rampas de edad Q<sub>3</sub></i> .....	69
4.2.2.4. <i>Terrazas y rampas de edad Q<sub>2</sub></i> .....	72
4.2.2.5. <i>Terrazas de edad Q<sub>1</sub></i> .....	74
4.3. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS .....	73
4.3.1. <i>Sección Estratigráfica 1 (S1a)</i> .....	75
4.3.2. <i>Sección Estratigráfica 2</i> .....	81
4.3.3. <i>Sección Estratigráfica 3</i> .....	84
4.3.4. <i>Sección Estratigráfica 4 - Cerro Mogotón</i> .....	85
4.3.5. <i>Sección Estratigráfica 5</i> .....	89
4.3.6. <i>Sección Estratigráfica 6</i> .....	91
4.3.7. <i>Sección Estratigráfica 7- Río Jirajara</i> .....	93

4.4. PALEONTOLOGÍA.....	95
4.5. ANÁLISIS AMBIENTAL.....	95
<b>5. FISIOGRAFÍA LOCAL.....</b>	<b>97</b>
5.1 UNIDAD DE VALLES ATERRAZADOS.....	101
5.1.1. <i>Tipificación del relieve:</i> .....	103
5.1.1.1. <i>Valles amplios aterrazados</i> .....	103
5.1.1.2. <i>Valles estrechos aterrazados</i> .....	108
5.2. UNIDAD DE MONTAÑAS.....	110
5.2.1. <i>Tipificación del relieve</i> .....	110
5.3. UNIDAD DE LOMAS BAJAS.....	115
5.3.1 <i>Tipificación del relieve</i> .....	115
5.4. UNIDAD DE LOMAS ALTAS.....	118
5.4.1. <i>Tipificación del relieve</i> .....	118
5.5. UNIDAD DE CUESTAS.....	119
<b>6. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL.....</b>	<b>120</b>
6.1 TENDENCIA DE ALGUNAS ESTRUCTURAS PLANARES.....	120
6.2 EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE FALLAMIENTO ACTIVO.....	122
6.2.1. <i>Evidencias de carácter regional</i> .....	124
6.2.2 <i>Evidencias de naturaleza local</i> .....	125
6.3 OBSERVACIONES ESTRUCTURALES.....	131
6.4 ESTACIONES MESOTECTÓNICAS.....	132
6.4.1 <i>Estación mesotectónica M1</i> .....	134
6.4.2 <i>Estación mesotectónica M2</i> .....	136
6.4.3 <i>Estación mesotectónica M3</i> .....	137
6.4.4 <i>Estación mesotectónica M4</i> .....	140
6.4.5 <i>Estación mesotectónica M5</i> .....	141
6.4.6 <i>Estación mesotectónica M6</i> .....	142
6.4.7 <i>Estación mesotectónica M7</i> .....	144
<b>7. ANÁLISIS E INTERPRETACIONES.....</b>	<b>147</b>
7.1 EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS.....	147
7.1.1 <i>Evidencias relacionadas a pulsos de levantamiento</i> .....	147
7.1.2 <i>Evidencias relacionadas a fallamiento transcurrente</i> .....	152
7.2 TENSORES DE ESFUERZO LOCALES.....	153
7.2.1 <i>Estación mesotectónica M1</i> .....	154
7.2.2 <i>Estación mesotectónica M2</i> .....	156
7.2.3 <i>Estación mesotectónica M3</i> .....	158
7.2.4 <i>Estación mesotectónica M4</i> .....	160
7.2.5 <i>Estación mesotectónica M5</i> .....	160
7.2.6 <i>Estación mesotectónica M6</i> .....	162
7.2.7 <i>Estación mesotectónica M7</i> .....	166
7.3 INTERPRETACIONES TECTÓNICAS.....	170
7.4 DISCUSIÓN REGIONAL.....	176
7.5 TASAS DE VARIACIÓN.....	177
7.6. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA.....	180

7.6.1 Fase de evolución entre $Q_6$ y $Q_5$ .....	180
7.6.2. Fase de evolución entre $Q_5$ y $Q_4$ .....	181
7.6.3 Fase de evolución entre $Q_4$ y $Q_3$ .....	183
7.6.4 Fase de evolución entre $Q_3$ y $Q_2$ .....	185
7.6.5. Fase de evolución entre $Q_2$ y $Q_1$ .....	187
7.6.6 Fase de evolución entre $Q_0$ y $Q_1$ .....	190
<b>8. CONCLUSIONES</b> .....	<b>192</b>
<b>9. RECOMENDACIONES</b> .....	<b>196</b>
<b>10. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>197</b>
<b>APÉNDICE A. GEOFÍSICA</b> .....	<b>204</b>
<b>APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS</b> .....	<b>212</b>
<b>APÉNDICE C. GLOSARIO DE TÉRMINOS GEOMORFOLÓGICOS PARA FALLAS ACTIVAS</b> .....	<b>221</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 1.1.</b> Ubicación de la zona de estudio a escala nacional. ....	3
La zona en verde indica la ubicación relativa del área resaltada en la Figura 2. ....	3
<b>Figura 1.2.</b> Ubicación de la cuenca a estudiar a escala local .....	4
<b>Figura 1.3.</b> Metodología para el estudio de una cuenca sedimentaria con fines neotectónicos. ....	8
<b>Figura 2.1.</b> Vegetación tipo pastizal natural en la cuenca de Monay. ....	12
<b>Figura 2.2.</b> Vegetación tipo matorral, presente en la cuenca de estudio. ....	12
<b>Figura 2.3.</b> Vegetación arbórea de diferentes tipos de bosque bajo, dentro de la zona de estudio. ....	13
<b>Figura 2.4.</b> Vegetación tipo bosque medio existente en la zona de estudio. ....	13
<b>Figura 2.5.</b> Suelos entisoles presentes en la cuenca de Monay. ....	15

<b>Figura 2.6.</b> Relieve de la Cuenca de Monay.....	16
<b>Figura 2.7.</b> Relieve de la cuenca de estudio.....	16
<b>Figura 2.8.</b> Microcuenca del río Monaicito, perteneciente a la subcuenca del río Carache.	17
<b>Figura 2.9.</b> Microcuenca del río Jirajara.....	18
<b>Figura 2.10.</b> Embalse de Agua Viva.....	18
<b>Figura 3.1</b> Columna estratigráfica y eventos tectónicos de los Andes venezolanos. Simplificada y modificada de SHAGAM (1972a y b) y de SCHUBERT (1977c).....	21
<b>Figura 3.2.</b> Escape del Bloque de Trujillo bajo relación de esfuerzos regionales ENE-WSW .....	29
<b>Figura 3.3.</b> Extensión de la falla de Boconó mostrando los rasgos neotectónicos principales .....	30
<b>Figura 3.4.</b> Leyenda de evidencias de actividad cuaternaria al norte y sur de Valera.....	33
<b>Figura 3.5.</b> Evidencias de actividad cuaternaria al sur de la Valera (figura a la izquierda) y al norte de Valera (figura a la derecha).....	34
<b>Figura 3.6.</b> Diagrama de la pared sur de la trinchera de Agua Viva, en la falla de Valera, donde se aprecia el estilo característico de falla transcurrente (tomado de Soulas y Giraldo, 1994). .....	35
<b>Figura 3.7.</b> Tabla de correlación para la cuenca de Maracaibo donde se observa la posición relativa de las formaciones Betijoque e Isnotú. (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2008) .....	44
<b>Figura 3.8.</b> Aguas termales represadas para uso domestico, en el sector Aguas Calientes. 45	
<b>Figura 3.7.</b> Fuente de Aguas termales ubicada en la Quebrada Aguas Calientes, al este de la Quebrada Timiache .....	46
<b>Figura 3.8.</b> Fuente de Aguas termales ubicadas al este de la Viciosa. ....	47
<b>Figura 3.9.</b> Mapa Geológico simplificado y ubicación de manifestaciones geotérmica para la zona estudio. ....	48
<b>Figura 4.1.</b> Vista panorámica de la conoteraza de edad Q <sub>4</sub> al sur de la población El Tablón.....	57
<b>Figura 4.2.</b> Conglomerado de matriz limo-arenosa en la conoteraza al sur de El Tablón. 58	
<b>Figura 4.3.</b> Terraza de edad Q <sub>3</sub> localizada en el poblado de Puente Blanco. ....	58
<b>Figura 4.4.</b> Terraza de edad Q <sub>3</sub> (señalada con la flecha) ubicada en los bordes del río Monaicito.....	60
<b>Figura 4.5.</b> Vista panorámica de la terraza de edad Q <sub>3</sub> (señalada con la flecha) ubicada en los bordes del río Monaicito. ....	59
<b>Figura 4.6.</b> Tope de terraza de edad Q <sub>3</sub> al Sur de Cenegote. ....	59
<b>Figura 4.7.</b> Conglomerado de matriz limosa con color meteorizado ocre rojizo, presente en la terraza de edad Q <sub>3</sub> ubicada en el poblado de Puente Blanco. ....	60

<b>Figura 4.8.</b> Terraza de edad Q <sub>2</sub> en el río Monaicito, ubicada en los Llanos de Monay .....	61
<b>Figura 4.9.</b> Vista panorámica de la terraza de edad Q <sub>2</sub> del río Monaicito, ubicada en Los Llanos de Monay. ....	61
<b>Figura 4.10.</b> Niveles litológicos de la terraza de edad Q <sub>2</sub> en el río Monaicito. ....	63
<b>Figura 4.11.</b> Terraza de edad Q <sub>2</sub> ubicada hacia el sur de la población la Urbina. ....	63
<b>Figura 4.12.</b> Terraza de edad Q <sub>2</sub> ubicada hacia el norte de la población La Urbina. ....	63
<b>Figura 4.13.</b> Rampa de edad Q <sub>2</sub> , ubicada en los Cardones, al sur del río Carache. ....	63
<b>Figura 4.14. (a-b).</b> Terraza de edad Q <sub>1</sub> ubicada cerca del poblado La Urbina, por el río Carache. ....	64
<b>Figura 4.15.</b> Terraza de edad Q <sub>1</sub> , ubicada en la quebrada Beticó (sector El Macollal). ....	65
<b>Figura 4.16.</b> Vista panorámica de la terraza de edad Q <sub>1</sub> , en la quebrada Beticó (sector el Macollal). ....	65
<b>Figura 4.17.</b> Niveles litológicos observados en la terraza Q <sub>1</sub> de la quebrada Beticó, (sector El Macollal). De base a tope se tiene: arenisca conglomerática, arenisca limosa y conglomerado de matriz arena-limosa. ....	66
<b>Figura 4.18.</b> Rampa de edad Q <sub>5</sub> situada en la Finca Doña Catalina, Valerita. ....	68
<b>Figura 4.19.</b> Vista panorámica de la rampa de edad Q <sub>4</sub> ubicada en las cercanías a Valerita. ....	68
<b>Figura 4.20.</b> Conglomerado de matriz limo-arenosa, perteneciente a la terraza de edad Q <sub>3</sub> , en La quebrada Timiache. ....	69
<b>Figura 4.21.</b> Vista panorámica de la rampa de edad Q <sub>3</sub> ubicada en la carretera Panamericana, vía Valerita (el nivel inferior corresponde a la terraza Q <sub>3</sub> , al lado la terraza de edad Q <sub>4</sub> ). ....	69
<b>Figura 4.22.</b> Rampa de edad Q <sub>3</sub> en el poblado de Paradero (por río Derecho) .....	70
<b>Figura 4.23.</b> Conglomerado con colores de alteración rojo, ocre y naranja perteneciente a la rampa de edad Q <sub>3</sub> , ubicada en las adyacencias de Valerita. ....	70
<b>Figura 4.24(a-b).</b> Terrazas de edad Q <sub>2</sub> en las orillas del río Jirajara. Nótese la discordancia entre la Formación Isnotú y la terraza cuaternaria. ....	71
<b>Figura 4.25.</b> Vista panorámica de la rampa de edad Q <sub>2</sub> ubicada en Valerita (denotada con la flecha negra) .....	72
<b>Figura 4.26.</b> Terraza de edad Q <sub>1</sub> ubicada en el sector de las Tres Matas. ....	73
<b>Figura 4.27.</b> Mapa de ubicación de secciones estratigráficas en la cuenca de Monay. ....	74
<b>Figura 4.28.</b> Vista panorámica de la sección estratigráfica I. Orientación de la foto: E-W. ....	75
<b>Figura 4.29.</b> Limolita de color fresco gris claro que altera a naranja y marrón claro, perteneciente a la sección estratigráfica S1a. ....	77
<b>Figura 4.30.</b> Lutita (de forma lenticular) de color fresco gris que altera a rojo, perteneciente a la sección estratigráfica I. ....	79

<b>Figura 4.31.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica S1a. ....	80
<b>Figura 4.32.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica S1b. ....	80
<b>Figura 4.33.</b> Vista panorámica de la sección estratigráfica 2. ....	81
<b>Figura 4.34.</b> Capa de arenisca ondulada seguida de un conglomerado de matriz arenosa, presentes en la sección estratigráfica 2. ....	82
<b>Figura 4.35.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica 2. ....	83
<b>Figura 4.36.</b> Vista panorámica de la sección estratigráfica 3. ....	84
<b>Figura 4.37.</b> Lutita abigarrada presente en la sección estratigráfica 3. ....	84
<b>Figura 4.38.</b> Arenisca de color fresco crema que altera a ocre claro presente en la sección estratigráfica 3. ....	85
<b>Figura 4.39.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica 3. ....	85
<b>Figura 4.40.</b> Vista panorámica del cerro Mogotón. ....	86
<b>Figura 4.41.</b> Conglomerado de matriz limosa, con colores de alteración marrón y negro, presente en el Cerro Mogotón. ....	88
<b>Figura 4.42.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica 4. ....	89
<b>Figura 4.43.</b> Arenisca aflorante en la sección estratigráfica 5. ....	90
<b>Figura 4.44.</b> Película cuaternaria (remanente de terraza Q <sub>4</sub> ) en el tope de la sección 5. ....	90
<b>Figura 4.45.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica 5. ....	90
<b>Figura 4.46.</b> Vista panorámica de la sección estratigráfica 6. ....	91
<b>Figura 4.47.</b> Secuencia estratigráfica 6. ....	93
<b>Figura 4.48.</b> Columna representativa de la sección estratigráfica 6. ....	93
<b>Figura 4.49.</b> Afloramiento en las orillas del río Jirajara. ....	94
<b>Figura 4.51.</b> Llanuras aluviales en la cuenca de estudio. ....	96
<b>Figura 5.1.</b> Mapa de unidades topográficas de la cuenca de Monay. ....	98
<b>Figura 5.2.</b> Mapa de unidades donde se muestran los perfiles topográficos trazados sobre la cuenca de Monay. ....	99
<b>Figura 5.3. (AB-gh).</b> Perfiles topográficos de la cuenca de Monay . ....	98
<b>Figura 5.4 a-b.</b> En la primera se muestra la Unidad de Valles aterrizados vista desde la Unidad de Montañas (zona 1) y en la segunda el Valle del río Monaicito. ....	101
<b>Figura 5.5.</b> Valles principales de la cuenca de Monay . ....	103
<b>Figura 5.6.</b> Valle superior del Río Monaicito. ....	103
<b>Figura 5.7 (a-b).</b> Valle del río Jirajara. ....	107
<b>Figura 5.8.</b> Valle del río Carache. ....	109

<b>Figura 5.9.</b> Valles con perfil copa de vino, pertenecientes a la Unidad de montañas (zona 1).....	111
<b>Figura 5.10.</b> Montañas alargadas (señalada con las flechas) pertenecientes a la zona de 2 de Unidad de montañas.....	112
<b>Figura 5.11.</b> Unidad de montañas, perteneciente a la zona 3. ....	113
<b>Figura 5.12.</b> Macizos constituidos por lomas bajas ubicados en el poblado de Valerita. .	116
<b>Figura 5.13.</b> Loma alargada de cresta aguda ubicada al este del Tablón.....	117
<b>Figura 5.14.</b> Loma redondeada ubicada entre el poblado de Cardones y la Urbina. ....	117
<b>Figura 6.1.</b> Representación estereográfica de las estratificaciones medidas en campo (red de Schmidt, hemisferio inferior).....	121
<b>Figura 6.2.</b> Diagrama de rosa a intervalos de 20° de las rectas de máxima pendiente de los planos de estratificación.....	122
<b>Figura 6.3.</b> Mapa de evidencias geomorfológicas de fallamiento activo en la cuenca de Monay. ....	123
<b>Figura 6.4.</b> Valle del río Monaicito, donde destaca el contacto abrupto entre la zona montañosa y el fondo del valle, mostrando la primera un perfil convexo.....	124
<b>Figura 6.5.</b> Río Monaicito y Qda. Beticó, recostados hacia las laderas este y oeste respectivamente.. ....	125
<b>Figura 6.6.</b> Abras de viento (ag) septentrionales del cerro en forma de herradura y terrazas en tijera en el flanco oeste del río Monaicito.....	126
<b>Figuras 6.7 y 6.8</b> En la primera se muestra la abra de viento al sur del cerro en forma de herradura y en la segunda el lomo de obturación (SR) de orientación N-S.....	126
<b>Figura 6.9.</b> Terrazas en tijera flanco oeste de la Qda. Beticó.. ....	127
<b>Figuras 6.10 y 6.11.</b> En primera se muestra el escarpe de flexura y en la segunda el escarpe de falla, que se localizan al este de Cenegote.. ....	127
<b>Figura 6.12.</b> Vista del lomo lineal y de la abra de viento en su extremo sur.....	128
<b>Figura 6.13.</b> Vista desde el tope del lomo de obturación (SR), en donde se aprecia el desarrollo de una abra de viento (ag).....	129
<b>Figura 6.14.</b> Vista del lomo de obturación (SR), y de las abras de viento (ag) generadas sobre el mismo, destacando los niveles cuaternarios presentes en él. Nótese el nivel colgado y el nivel represado. ....	130
<b>Figura 6.15.</b> Vista de algunas de las abras viento (ag) sobre la loma alargada al este de Valerita.....	130
<b>Figura 6.16.</b> Nótese los lomos de obturación (SR) alineados, ubicados al noroeste de Valerita.....	131
<b>Figura 6.17.</b> Tres niveles de terrazas dispuestas en tijera en la localidad de Valerita.....	131

<b>Figura 6.18.</b> Mapa de ubicación de estaciones mesotectónicas estudiadas en la cuenca de Monay. ....	133
<b>Figura 6.19.</b> Representación de las fallas medidas en la estación M1 (red de Schmidt, hemisferio inferior). ....	135
<b>Figuras 6.20 y 6.21.</b> En la primera se muestra un canto fallado de manera normal y en la segunda se exhibe una falla normal en la que el bloque de techo cae en el sentido que indica la pínula de la brújula. ....	135
<b>Figura 6.22.</b> Estación mesotectónica M2. ....	136
<b>Figura 6.23.</b> Representación de las fallas medidas en la estación M2 (en red de Schmidt, hemisferio inferior). ....	137
<b>Figuras 6.24 y 6.25.</b> En la primera se observa el crecimiento de cristales, sobre un plano de falla generado en un canto, en los cuales su sentido de crecimiento indica la dirección en la que se movió el bloque faltante; y en la segunda otro canto con su superficie estriada producto de la fricción sufrida durante el desplazamiento de otra falla. ....	137
<b>Figura 6.26.</b> Vista parcial de la estación mesotectónica M3. ....	138
<b>Figura 6.27.</b> Representación de las fallas medidas en la estación M3 (en red de Schmidt, hemisferio inferior). ....	139
<b>Figuras 6.28 y 6.29.</b> En la primera se observa dos planos de fallas normales conjugados F2 y F3, y en la segunda el plano F4 con crecimiento de cristales y facetas escalonadas, indicando con su dirección de crecimiento y el sentido hacia el cual mira el escalón, respectivamente, el movimiento de carácter normal de la falla. ....	139
<b>Figura 6.30.</b> Estación mesotectónica M4. ....	140
<b>Figura 6.31.</b> Representación de las fallas medidas en la estación M4 (en red de Schmidt, hemisferio inferior). ....	141
<b>Figura 6.32.</b> Representación de la falla medida en la estación M5 (en red de Schmidt, hemisferio inferior). ....	142
<b>Figura 6.33.</b> Estación mesotectónica M6, resaltando la ubicación de las fallas F1 y F6. ....	143
<b>Figura 6.34.</b> Representación de las fallas medidas en la estación M6 (en red de Smichdt, hemisferio inferior). ....	143
<b>Figura 6.37.</b> Estación mesotectónica M7. ....	145
<b>Figura 6.38.</b> Representación de las fallas medidas en la estación M7 (en red de Schmidt, hemisferio inferior). ....	146
<b>Figuras 6.39 y 6.40.</b> En la figura 6.39 se observa la familia de planos de falla, característica de la estación M7, generada en una capa de lutita. Y la figura 6.40 muestra un acercamiento a uno de estos planos de falla, donde se aprecia su superficie marcadamente estriada. ....	146
<b>Figura 7.1.</b> Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en el area sur de la cuenca .....	148

<b>Figura 7.2.</b> Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la zona media de la cuenca .....	150
<b>Figura 7.3.</b> Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la franja norte de la cuenca.....	151
<b>Figura 7.4.</b> Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo asociadas principalmente a transcurrencia, presentes en el sector noroeste de la cuenca . .....	153
<b>Figura 7.5.</b> Diagrama que muestra el resultado del análisis por el método gráfico de diedros rectos de ANGELIER (1979) de la fallas medida en la estación M5, por medio del cual se obtuvo el tensor <b>TM5</b> . .....	162
<b>Figura 7.6</b> Dominancia del tipo de fallamiento según el $\sigma$ que ocupa la posición vertical y el valor de “Rapport”. Indicando la ubicación dentro de este de los tensores determinados en la cuenca de Monay.....	170
<b>Figura 7.7.</b> Mapa de ubicación de los tensores de esfuerzos hallados en la cuenca de Monay. Destacando su valor de Rapport .....	171
<b>Figuras 7.8 y 7.9.</b> En la primera se muestran los tensores de la zona este media, y en la segundo los del área NNW. ....	171
<b>Figura 7.10.</b> Tensor distensivo asociado a la extensión de la zona externa de la charnela del pliegue.....	173
<b>Figura 7.11.</b> Ubicación de los tensores asociados al régimen compresivo transcurrente. .	175
<b>Figura 7.12.</b> Ubicación de la zona de estudio dentro del marco geodinámico esquematizado del noroeste de Sudamérica, mostrando las trayectorias de los esfuerzos máximos horizontales y los vectores de movimiento relativo con respecto a Sudamérica. Nótese la correspondencia de los tensores hallados dentro de la fase compresiva con las trayectorias del esfuerzo máximo propuestas en este modelo. (Tomado de AUDEMARD & AUDEMARD, 2002). .....	176
<b>Figura 7.13.</b> Ubicación relativa de la zona de estudio dentro del modelo propuesto por AUDEMARD & AUDEMARD (2002). .....	177
<b>Figura 7.14.</b> Se muestran los tramos utilizados para determinar la tasa de desplazamiento de la falla de Valera .....	178
<b>Figuras 7.15 a y b.</b> En la figura “a” se muestra la ubicación del perfil A-B, por medio del cual fue claculado el diferencial de altura, y figura “b” la representación de dicho perfil. ....	179
<b>Figura 7.16</b> En esta se muestra la zona donde fue calculado el $\delta$ cota a partir del perfil C-D. ....	179
<b>Figura 7.17.</b> Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q <sub>6</sub> -Q <sub>5</sub> . ....	188
<b>Figura 7.18.</b> Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q <sub>5</sub> -Q <sub>4</sub> . ....	188
<b>Figura 7.19.</b> Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q <sub>4</sub> -Q <sub>3</sub> . ....	188
<b>Figura 7.20.</b> Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q <sub>3</sub> -Q <sub>2</sub> . ....	188

<b>Figura 7.21.</b> Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q <sub>2</sub> -Q <sub>1</sub> . .....	188
<b>Figura 7.22.</b> Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q <sub>1</sub> - Q <sub>0</sub> . .....	189
<b>Figura A.1.</b> Croquis del lugar de mediciones gravimétricas y magnéticas para construcción de curvas de deriva. (Tomado de Lessmann “et al”. 2003) .....	205
<b>Figura A.2.</b> Mapa regional. Polinomio de grado 3. (Tomado de LESSMANN, et al.2003)..	207
<b>Figura A.4.</b> Perfil trazado sobre mapa geológico. ....	208
(Tomado de LESSMANN “et al”. 2003).....	208
<b>Figura A.5.</b> Leyenda. Perfil trazado sobre mapa geológico. ....	209
<b>Figura A.6.</b> Modelo generado a partir del perfil trazado sobre el mapa de anomalías de Bouguer (Tomado de LESSMANN “et al”. 2003) .....	210
<b>Figura A.7.</b> Mapa regional generado a partir de ajuste polinomial de segundo grado. ....	211
<b>Figura A.8.</b> Modelo magnético generado a partir del perfil trazado sobre el mapa de Intensidad Magnética Total (Tomado de Lessmann “et al”. 2003). ....	211
<b>Figura B.1.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.2.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.3.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.4.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.5.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.6.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.7.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.8.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura B.9.</b> Hoja 1. Columnas Estratigráficas. ....	211
<b>Figura C.1.</b> Escarpe de falla originado por el desplazamiento de la falla de Boconó, en la localidad de Mesa del Caballo, edo Mérida. ....	211
<b>Figura C.2.</b> Lomo lineal y drenaje desplazado en bayoneta sinestral producto de la acción de la falla de Pedregal. ....	211
<b>Figura C.3.</b> Lomo de obturación producido por el desplazamiento de la falla.....	211
<b>Figura C.4.</b> Ensilladuras de fallas generadas sobre la traza de la Falla de Valera.....	211
<b>Figura C.5.</b> Escarpe de flexura, nótese los sedimentos cuaternarios plegados en el tope. ....	211
<b>Figura C.6. a y b.</b> Inclinación progresiva de los tres niveles principales de terrazas cuaternarias del río Boconó, en el frente flexural surandino, en Puente Páez .....	211
<b>Figura C.7</b> Vista aérea de la difluencia del río Tucupido detrás de la Flexura Frontal Surandina. . ....	211

## ÍNDICE DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 3.1.</b> Compilación de diversos autores para la Formación Betijoque. ....	40
<b>Tabla 3.2.</b> Compilación de diversos autores para la Formación Isnotú. ....	42
<b>Tabla.3.3.</b> Sismicidad histórica en la zona de estudio ( Modificado de Grases <i>et al.</i> 1999)	51
<b>Tabla 3.4.</b> Riesgo geológico para la zona de estudio (Tomado de Singer <i>et al.</i> 1983).....	54
<b>Tabla 6.1.</b> Datos de Actitud de los planos de estratificación medidos en la cuenca.....	120
<b>Tabla 6.1</b> (continuación). Datos de Actitud de los planos de estratificación medidos en la cuenca. ....	121

<b>Tabla 6.2.</b> Coordenadas de las estaciones mesotectónicas estudiadas en la cuenca de Monay. ....	134
<b>Tabla 6.3.</b> Datos de las poblaciones de falla medidas en la estación M1. ....	134
<b>Tabla 6.4.</b> Datos de la población de fallas medidas en la estación M2.....	136
<b>Tabla 6.5.</b> Datos de la población de fallas medidas en la estación M3.....	138
<b>Tabla 6.6.</b> Datos de la población de fallas medidas en la estación M4.....	140
<b>Tabla 6.7.</b> Datos de la falla medida en la estación M5. ....	141
<b>Tabla 6.8.</b> Datos de la población de fallas medidas en la estación M6.....	143
<b>Tabla 6.9.</b> Datos de la población de fallas medidas en la estación M7.....	145
<b>Tabla 7.1</b> Datos del tensor de esfuerzos obtenido para la estación M1 (TM1) .....	155
<b>Tabla 7.2</b> Datos del tensor de esfuerzos obtenido para la estación M2 (TM2) .....	157
<b>Tabla 7.3</b> Datos del primer tensor de esfuerzos obtenido para la estación M3 .....	159
<b>Tabla 7.4</b> Datos del tensor de esfuerzos obtenido para la estación M4 (TM4) .....	161
<b>Tabla 7.5</b> Datos del primer tensor de esfuerzos obtenido para la estación M6 (TM6a) ....	163
<b>Tabla 7.6</b> Datos del primer tensor de esfuerzos obtenido para la estación M6 (TM6b)....	165
<b>Tabla 7.7</b> Datos del primer tensor de esfuerzos obtenido para la estación M7 (TM7a) ....	167
<b>Tabla 7.8</b> Datos del primer tensor de esfuerzos obtenido para la estación M7 (TM7b)....	169

Montenegro G., Richard A.

Ojeda R., Johana C.

## **ESTUDIO NEOTECTÓNICO DE LA CUENCA DE MONAY, ESTADO TRUJILLO**

**Tutores: Prof. Franck Audemard y Ricardo Alezones. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. Año, 2008, 226p.**

**Palabras Claves:** Cuenca de Monay, Neotectónica, Bloque de Trujillo, Formación Betijoque, Formación Isnotú, Falla de Valera.

**Resumen.** Se llevó a cabo un estudio neotectónico de la cuenca de Monay, estado Trujillo, con la finalidad de obtener la descripción o el registro detallado de las unidades litoestratigráficas presentes en la zona y además, establecer las fases tectónicas que imperan en la cuenca, lo cual resulta útil para la correlación de ésta con las demás depresiones neógenas localizadas dentro de los límites del Bloque de Trujillo.

En primer lugar, se efectuó el levantamiento geológico de las terrazas fluviales de la cuenca, con edades comprendidas entre Plioceno-Pleistoceno y Pleistoceno Tardío (Q<sub>1</sub>-Q<sub>6</sub>). Así, se determinó que están constituidas esencialmente por conglomerados de cantos de tamaño variable, muy similares en composición mineralógica y con predominio de areniscas con cuarzo y moscovita, de cuarcitas y esquisto. La matriz de estos conglomerados muestra variadas granulometrías, que van desde arenas, limo y arcillas, hasta la combinación de éstas.

Adicionalmente, se realizó el levantamiento de 7 secciones estratigráficas pertenecientes a las formaciones Betijoque e Isnotú, ambas características de un ambiente fluvial de abanico y corrientes entrelazadas. En el área de estudio, La Formación Betijoque, consta básicamente de capas gruesas de conglomerados de cantos grandes, medios y pequeños. Por su parte, la Formación Isnotú, se distingue por presentar capas de areniscas y lutitas abigarradas.

A través de la interpretación de fotos aéreas y del análisis de las estructuras vistas en campo, se establecieron dos tipos de evidencias geomorfológicas de fallamiento activo, unas asociadas a pulsos de levantamiento, bien distribuidas por toda la cuenca y otras vinculadas a fallamiento transcurrente.

En este sentido, el levantamiento progresivo de la cuenca desde el Plioceno-Pleistoceno, está evidenciado por el contorno poligonal de la cuenca en forma de estrella, con límites de tendencia rectilínea y contactos bruscos entre pendientes escarpadas y llanas, así como el arreglo en terraza del fondo de la misma y de algunos de sus flancos; la presencia de crestones hacia los flancos de la depresión; la formación de grandes gargantas de agua y de abras de viento; el buzamiento en tijera de muchas terrazas, los escarpes de flexura y de falla asociados a frentes inversos y la ocurrencia de lomos de obturación.

En cuanto a las evidencias relacionadas con fallamiento transcurrente, éstas sólo se observaron al noroeste de la cuenca, en donde los lomos lineales con drenajes desplazados en bayoneta sinistral, los cuellos y ensilladuras de falla, confirman la estrecha relación que guardan tales fenómenos con la falla de Valera. Aparte, el descabezamiento de un drenaje ocurrido más al este de esta misma zona, la disposición en tijera de varias terrazas y la formación de abras de viento demuestran el levantamiento del bloque este de un riedel sintético perteneciente al mismo sistema de falla.

Se comprobó que la cuenca de Monay ha sufrido al menos dos fases de deformación:

- Una fase caracterizada por un régimen compresivo transcurrente, cuyo esfuerzo principal está orientado en el rango comprendido entre las direcciones NW-SE y E-W. Esta comenzó durante el Plioceno, manteniéndose hasta la actualidad, aunque con menor intensidad.
- Una fase definida por un régimen extensional que solo afecta la zona este media de la cuenca, la cual tuvo su inicio en algún momento del Cuaternario reciente post Q<sub>1</sub>.

Por último, se puede decir que la zona de estudio ha sufrido un levantamiento progresivo, desde Q<sub>6</sub> hasta la actualidad, en el cual durante la fase Q<sub>4</sub>-Q<sub>3</sub> se origina la mayor parte de la disposición actual del relieve hallado en la cuenca.

## 1. INTRODUCCIÓN

La elaboración de este trabajo surge de la iniciativa del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) de llevar a cabo un estudio neotectónico en la cuenca de Monay, estado Trujillo, el cual persigue establecer la definición de un inventario de las unidades litoestratigráficas y determinar de las fases tectónicas de esta depresión.

Lo expuesto anteriormente, sería la base de un estudio neotectónico local que permitiría correlacionar la cuenca ya mencionada con el resto de las cuencas neógenas dentro del triángulo delimitado por las fallas Boconó-Oca Ancón-Valera, también conocido como “Bloque de Trujillo”. Además, tal estudio contribuye a aportar información acerca de los mecanismos focales presentes en la cuenca, lo cual reviste gran importancia, ya que la misma, de acuerdo al Catálogo de Sismicidad de Venezuela (1990-1999) de FUNVISIS, corresponde a una zona de laguna sísmica (zona donde no han ocurrido sismos).

Esto hará posible desarrollar a futuro un modelo geodinámico regional, que redundará en ampliar el conocimiento geológico y la comprensión del comportamiento estructural y sísmico del occidente de nuestro país.

## **1.1. OBJETIVOS**

### **1.1.1. Objetivo General**

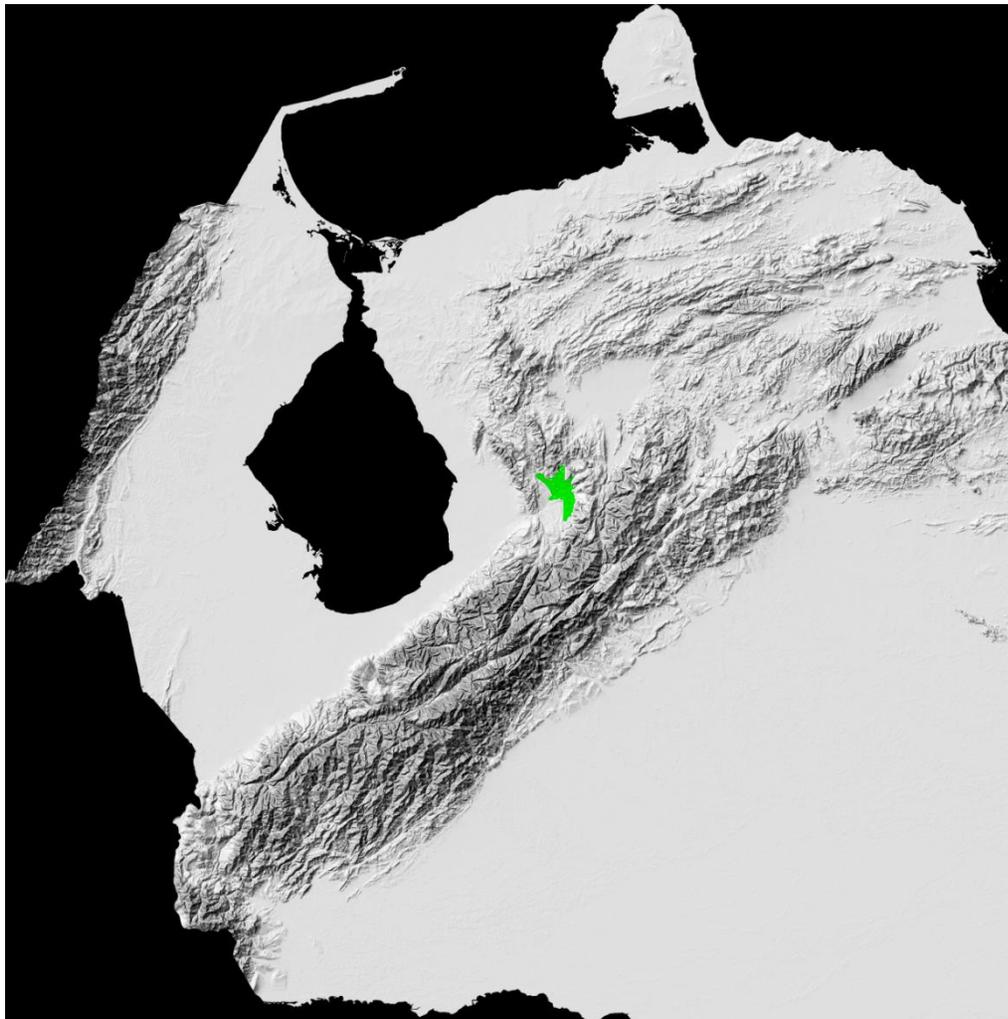
Realizar un estudio neotectónico de la cuenca neógena y cuaternaria de Monay, estado Trujillo, a partir del análisis de la geología de superficie clásica, cubriendo tanto la parte estructural local como la estratigrafía de sus rellenos sedimentarios.

### **1.1.2. Objetivos Específicos**

- \*. Determinar, caracterizar y cartografiar las unidades litoestratigráficas aflorantes en la zona de estudio.
- \*. Determinar y caracterizar los sistemas depositacionales, estableciendo su edad.
- \*. Identificar y caracterizar las evidencias estructurales que permitirán establecer la evolución tectónica de la cuenca a estudiar.
- \*. Realizar un inventario de las evidencias geomorfológicas de fallas activas.

## 1.2. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona en estudio (ver Fig. 1.1), comprende la cuenca neógena ubicada dentro de un radio de 10 km (aproximadamente), alrededor de la población de Monay, de coordenadas UTM: , UTM:1045000 y 1081000 N y 321000 y 345000 E abarcando aproximadamente un área de 400 km<sup>2</sup> (ver Fig. 1.2).



**Figura 1.1.** Ubicación de la zona de estudio a escala nacional.

La zona en verde indica la ubicación relativa del área resaltada en la Figura 2.

(Tomado y modificado de GARRITY *et al.*, 2004)

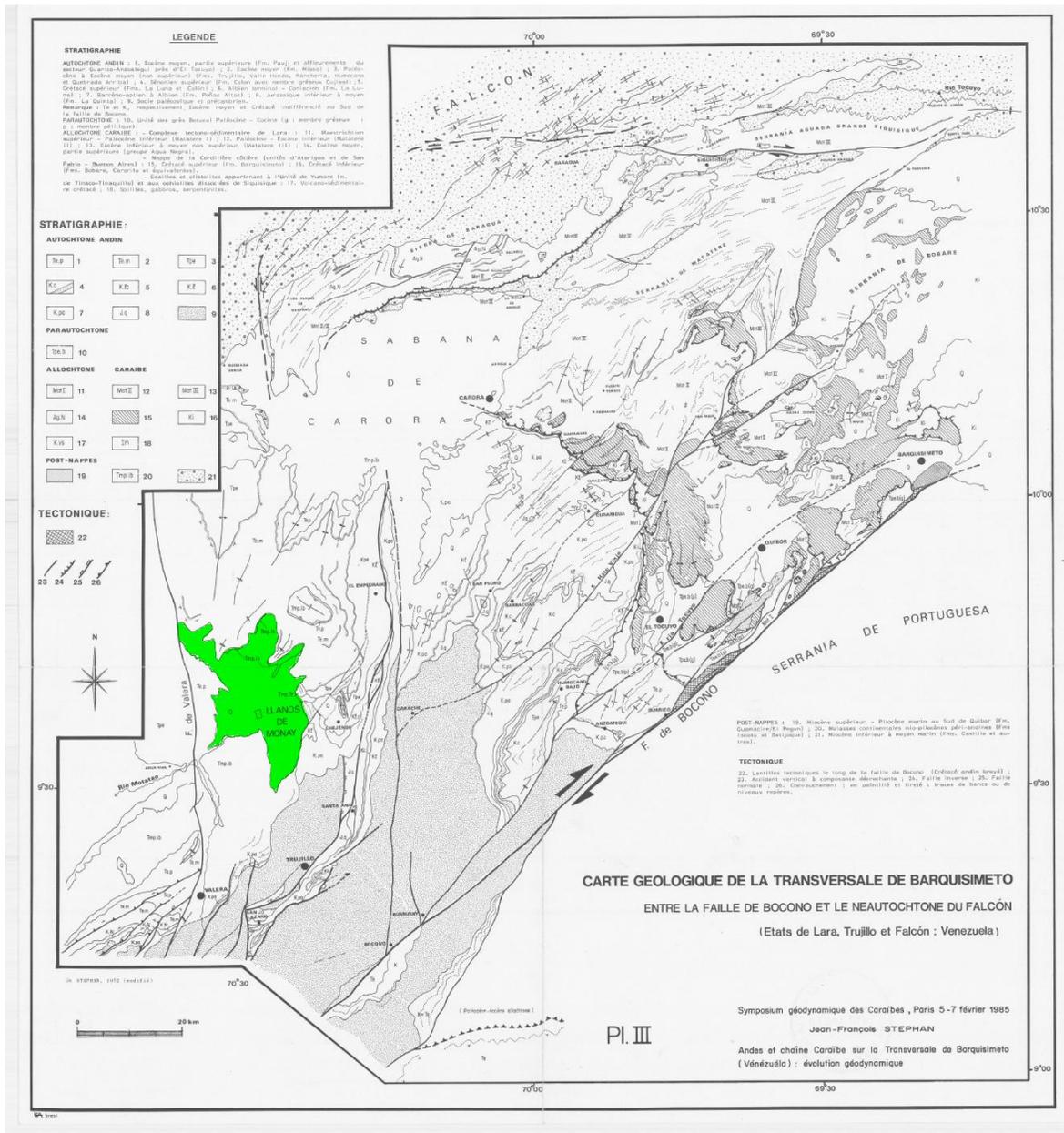


Figura 1.2. Ubicación de la cuenca a estudiar a escala local  
(Tomado y modificado de STEPHAN, 1982)

### 1.3. VÍAS DE ACCESO

Para fines del presente trabajo se utilizó como principal vía de acceso la carretera Panamericana y la carretera Trasandina. Además, se usaron como vías secundarias todas aquellas calles y caminos de tierra que inter-comunican los caseríos o poblados existentes dentro de los límites de la cuenca (ver anexo 1-Mapa geológico de Monay, donde se muestra la vialidad).

En ocasiones, se transitaron senderos a pie, puesto que en algunos lugares, la abundante vegetación o las condiciones de la vía, dificultaban el acceso del vehículo. También, se recorrieron algunos cauces de ríos y quebradas que drenan la zona de estudio.

### 1.4. METODOLOGÍA

El trabajo se realizó en tres etapas, basándose en la metodología planteada por ESPÍNOLA y OLLARVES en 2002. La metodología utilizada se muestra a continuación:

Etapa Preliminar.- Consistió en la revisión de toda la información existente sobre la zona de estudio, lo cual incluye:

- \*. Recopilación bibliográfica de los trabajos previos realizados en la zona.
- \*. Análisis crítico y síntesis bibliográfica de la información obtenida a partir de trabajos, publicaciones, tesis y proyectos enfocados en la zona de estudio.
- \*. Revisión e interpretación de mapas topográficos: 6144, 6145, 6044 y 6045 a escala 1:100.000. También se utilizaron los mapas 6144-IV-SO, 6144-III-NO, 6145-III-NO, 6145-III-SO, 6044-I-NE, 6044-I-SE, 6045-II-NE, 6045-II-SE a escala 1:25.000 elaborados por el Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar (IGVSB).

Igualmente se consultó el mapa geológico de STEPHAN (1982) así como el *GEOLOGIC SHADED RELIEF MAP OF VENEZUELA U.S.G.S* (2005).

\*. Interpretación de fotografías de aéreas: misión 020249, escala 1:25.000, año 1967-1968, fotoíndice 7, fotos vistas: (1797,1798,1799,1800,1801,1899,1900,1901,1902,1909,1910,1911,2065,2066,2067,2068, 2069,2070,2071,2072,2073,3091,3092,3093, 3094,3193,3194,3195,3196,3197,3198,3199, 3251,3252,3253,3254,3255,3256,3257,3259,3309,3310,3311,3312,3313,3314,3315,3316, 3317,3318,3325,3326,3327,3328,3329).

Misión 010380, escala 1:50.000, año 1974, fotoíndice 3, faja 1 y 2, fotos vistas: (038,039,040,041,042,043,044,045,046,047,048,049,050,051,052,053,054,055,056,057, 058,059,060,061,062,063);

Misión 010380, escala 1:50.000, año 1974, fotoíndice 3, faja 3, Fotos vistas: (258,259,260,261,262);

Misión 010380, escala 1:50.000, año 1973, fotoíndice 1, faja 5 y 6, fotos vistas: (165,166,167,168,169,170,171,172,173,174,335,336,337,338,339,340,341,342,343).

Etapa de Campo.- Esta etapa consistió en un levantamiento geológico de la zona de estudio y la ubicación de estaciones mesotectónicas, lo cual se llevó a cabo de la siguiente manera:

\*. Verificación de la fotointerpretación.

\*. Levantamiento geológico de las principales quebradas, ríos y cortes antrópicos de interés estratigráfico y tectónico.

\*. Ubicación, medición y descripción de planos de estratificación y de estructuras sedimentarias.

\*. Ubicación, medición y descripción de elementos estructurales como fallas, plegamientos, entre otros:

.- Medición de *pitch* y/o *plunge* de estrías de falla.

.- Caracterización de las estructuras de deformaciones presentes en la zona de estudio, a través de redes estereográficas.

- \*. Representación de los datos obtenidos en mapas a escala 1:25.000.

Etapa de Oficina.- En esta etapa se realizó la interpretación de los datos obtenidos en la etapa de campo y se comparó con la síntesis realizada en la etapa preliminar. Se realizó, en general, las siguientes actividades:

- \*. Mapas geológicos a escala 1:25.000 y 1:100.000 donde se cartografiaron las unidades litoestratigráficas definidas, además de las estructuras geológicas de deformación observadas en la zona de estudio.

- \*. Elaboración de columnas estratigráficas.
- \*. Elaboración de secciones estructurales-estratigráficas.
- \*. Análisis de estrías de falla por métodos como ANGELIER (1979) y/o ETCHECOPAR *et al.* (1981), entre otros.

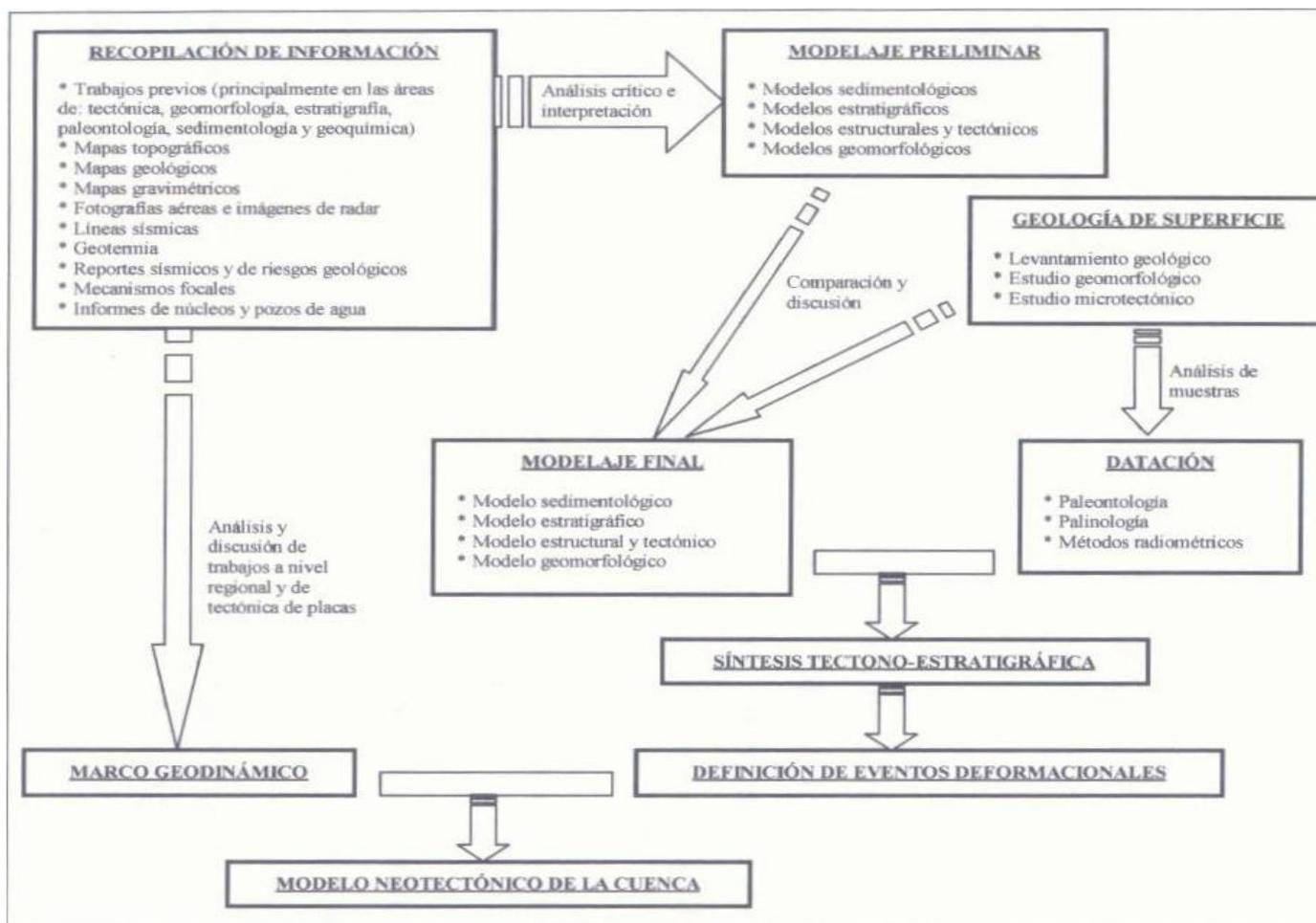


Figura 1.3. Metodología para el estudio de una cuenca sedimentaria con fines neotectónicos.

(Tomado de ESPÍNOLA & OLLARVES, 2002)

## **1.5. FINANCIAMIENTO**

Los fondos utilizados para la realización de este trabajo fueron suministrados por el Proyecto GEODINOS (FONACIT G-2002000478). El apoyo logístico y académico provino del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), sumándose el apoyo académico del Laboratorio de Geología de Campo del Departamento de Geología, de la escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería – U.C.V.

## 2. GEOGRAFÍA FÍSICA

A continuación vamos a describir los principales aspectos geográficos que caracterizan la cuenca de estudio, a fin de dar a conocer su clasificación climática, las especies vegetales más abundantes en el área, la textura y el tipo de suelo presente en la zona, así como el relieve de sus tierras y la identificación de los cursos de agua particulares de esta región.

### 2.1 CLIMA

De acuerdo a la clasificación de KOËPPEN (1948), el clima predominante en casi toda la totalidad del estado se define como tropical de sabana (*Aw*), el cual comprende un período seco en invierno (entre los meses de diciembre y marzo) y un período lluvioso el resto del año.

En lo referente a la zona de estudio, las planicies aluviales de Monay hacia la costa del lago de Maracaibo, se caracterizan por presentar un clima megatérmico de bosque húmedo tropófilo y sabanas, con dos máximos de precipitación (marzo/abril y septiembre/octubre).

En este sentido, el área ubicada al sur de los 9°45'N y al oeste del eje del río Monay-Embalse Agua Viva, posee un máximo pluviométrico en octubre y mayo y un mínimo pluviométrico en los meses de enero y julio (<http://www.redpav.avepagro.org.ve>).

Por otro parte, el área correspondiente al norte de los 9°45'N y al oeste de los 70°30'W tiene, al igual que la anterior, un máximo pluviométrico en octubre y mayo y su mínimo pluviométrico se manifiesta durante los meses de enero y junio (<http://www.redpav.avepagro.org.ve>); específicamente en las Sabanas de Monay y especialmente en las laderas altas que se elevan a su oriente, las lluvias alcanzan un volumen respetable, de hasta 1509 mm ([http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil\\_trujillo.html](http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil_trujillo.html)).

Por otro lado, LEITÓN (1965) se refiere al clima de la zona como tropical con vegetación de bosque seco y dos estaciones bien definidas: la lluviosa que hace su aparición desde el mes de abril o mayo hasta finales de noviembre o inicios de diciembre, para luego dar lugar al período seco.

Finalmente, según la clasificación de THORNTHWAITE (1993), la región de estudio se ubica dentro del piso térmico tropical, con temperaturas mayores a 24°C e incluso en Monay, estas pueden llegar hasta los 35°C.

## 2.2 VEGETACIÓN

Con base en el trabajo realizado por la CORPORACIÓN DE LOS ANDES (1973), la mayor superficie a cubrir por las aguas del embalse de Agua Viva está conformada por pastos naturales, siguiendo en proporción el matorral.

Por otro lado, M.A.R.N.R (1980) resalta la vegetación tipo bosque de galería, como una gran unidad a lo largo de los ríos Motatán y Carache.

Más recientemente, UZCÁTEGUI, (1985) realiza un estudio de cobertura vegetal, que comprende un área de 2096 hectáreas a inundar por el embalse de Agua Viva (incluye parte de los municipios: Pampán, Motatán, Miranda y Candelaria). Este establece lo siguiente:

- El 39% del área se encuentra bajo pastizales naturales, los cuales se distribuyen en todo el vaso de inundación (ver Fig.2.1).
- El 44% está cubierto por vegetación de tipo matorral, ubicándose principalmente hacia los bordes del área (ver Fig. 2.2)
- Alrededor del 7% corresponde a vegetación arbórea de diferentes tipos de bosque bajo (ver Fig. 2.3).
- El bosque medio, en sus diferentes modalidades esta distribuido en toda el área y conforma el 10% de la misma (ver Fig. 2.4).

Finalmente, las especies más abundantes en la zona son el mijao y palma redonda, además del árbol de samán.



**Figura 2.1.** Vegetación tipo pastizal natural en la cuenca de Monay.



**Figura 2.2.** Vegetación tipo matorral, presente en la cuenca de estudio.



**Figura 2.3.** Vegetación arbórea de diferentes tipos de bosque bajo, dentro de la zona de estudio.



**Figura 2.4.** Vegetación tipo bosque medio existente en la zona de estudio.

## 2.3 SUELOS

PARRA y GALUÉ BERMÚDEZ (1967) establecen cuatro series de suelos en la zona de estudio, las cuales se describen a continuación:

- Serie Monay: se caracteriza por presentar material heterogéneo formado por arenas muy gruesas, gravas y piedras pequeñas. Los tipos predominantes de suelo son: Franco-arenoso (FA), franco-arenoso limoso (FAL) y franco-arcilloso (Fa).
- Serie Beticó: Posee texturas moderadamente pesadas con tipos predominantes de suelo: Franco (F), franco-arenoso (FA), franco-arenoso-limoso (FAL).
- Serie Puente Blanco: Al igual que la anterior, presenta texturas moderadamente pesadas, también arenas y materiales de río y en algunos casos, cantos rodados. Tipos predominantes de suelo: Franco-arenoso (FA), franco (F) y franco-limoso (FL).
- Serie Monaicito: A diferencia de la última serie, estos suelos son más livianos, puesto que la arena y materiales de río aparecen más superficialmente. Tipos de suelos predominantes: Arcilloso (a), Arcilloso-franco (aF), franco-arcilloso (Fa) y franco-arenoso (FA).

Por su parte, STREBIN y GONDELLES (1947) indican que los suelos cercanos a la población de Agua Viva son generalmente producto de aluviones, depositados por el río Motatán y sus tributarios. En su conjunto, los suelos de esta zona suelen ser franco-arcillosos, franco-arenosos y complejo-aluvional-reciente.

Por último, MESTRE GONZÁLEZ (1969) define dos unidades de suelos en el sector del asentamiento campesino “Las Tres Matas”, localizado a la margen derecha del río Bonilla (ver anexo 1) y margen izquierda del río Totumo. La primera unidad presenta un tipo de suelo arenoso-franco y franco-arenoso y la segunda posee suelos franco y franco arenoso.

En general, los suelos de la zona pertenecen a la categoría entisoles (ver figura 2.5), es decir, son suelos característicos de zonas de aluvión, valles de inundación, rellenos de erosión y zonas de dunas ([http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil\\_geografia9.html](http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil_geografia9.html)). La topografía predominante es plana a casi plana (0-3% de pendiente).



**Figura 2.5.** Suelos entisoles presentes en la cuenca de Monay.

## 2.4 RELIEVE

El relieve de la zona de estudio corresponde a tierras de poca altitud, si se compara con el relieve de las filas del sur del estado. De acuerdo a VILA (1966) estas tierras se originan en formas suaves, donde las filas no suelen presentar alturas de más de 1000 m, enmarcando así, valles fluviales de laderas poco inclinadas y encausando a ríos de valles anchos (ver Fig. 2.6 y 2.7 en próxima pág). Por el sur entran en brusco contacto con las terminaciones de los ramales de la Cordillera de Mérida.

Aunado a esto, en la zona se observan extensas terrazas fluviales que aparecen bordeando diversos valles fluviales de montaña. En algunos sectores, es fácil notar que los procesos de erosión han alterado o han hecho desaparecer parte de estas terrazas. Algunas de ellas, al situarse por encima del nivel de los ríos, reciben la denominación local de “mesa”, “mesita” e incluso “mesetas”. Por último, la fila de Boconó que se desprende al oeste del Collado De Mucuchíes, penetra en el estado Trujillo, como una continuación de la Sierra del Norte o de la Culata.

Se puede decir, que la misma muere en la localidad de Agua Viva (para ubicar toponimia, ver anexo 1) y termina en una sucesión de elevaciones aisladas que flanquean al río Motatán por el oeste.



**Figura 2.6.**Relieve de la Cuenca de Monay (Orientación de la foto: N40°E).



**Figura 2.7.** Relieve de la cuenca de estudio (Orientación de la foto: S65°W).

## 2.5 DRENAJE

Dentro del área de estudio, uno de los drenajes de mayor importancia lo constituye el río Carache, el cual conforma una subcuenca del río Motatán (ver anexo 1) y reúne las aguas del 25% del estado. VILA (1966) establece que dicho río nace al sur del Páramo de las Rosas y recibe gran cantidad de afluentes dentro de un paisaje muy accidentado. A su vez, cruza las sabanas de Monay antes de desembocar en el río Motatán.

Por otra parte, destaca el río Monaicito como microcuenca perteneciente a la subcuenca del río Carache (ver Fig. 2.8 y anexo 1). Dicha microcuenca esta comprendida entre los 600 y 2200 msnm. ([http://www.accessmylibrary.com/coms2/summary\\_0286-32146974\\_ITM](http://www.accessmylibrary.com/coms2/summary_0286-32146974_ITM)).



**Figura 2.8.** Microcuenca del río Monaicito, perteneciente a la subcuenca del río Carache.

Hacia el norte, el río Jirajara es el drenaje más resaltante (ver Fig. 2.9 y anexo 1), cediendo sus aguas al río Carache antes de la llegada de éste último al río Motatán en la localidad de Agua Viva.



**Figura 2.9.** Microcuenca del río Jirajara.

Por su parte, El Motatán nace a una altitud de algo más de 4000 m al norte del Collado de Mucuchies y comprende las cuencas secundarias de los ríos: Vichú, Carache, Escuque, Momboy y Castán entre otras (para ubicar estos drenajes ver anexo 1). Es importante mencionar que las aguas de éste, han sido represadas con la construcción del embalse de Agua Viva (ver Fig. 2.10 y anexo 1), que tiene como función principal controlar las aguas del río en el período lluvioso y permitir el riego del parcelamiento El Cenizo en la época de sequía.



**Figura 2.10.** Embalse de Agua Viva.

En otro orden de ideas, PARRA, y GALUÉ BERMÚDEZ, (1967) mencionan que el drenaje externo, en gran parte de la zona se considera de mediano a rápido y en general el curso de las aguas sigue la dirección de mayor pendiente de sur a norte.

En lo que respecta a la velocidad del flujo de corriente del drenaje interno de la cuenca, ésta presenta muchas variaciones. Así por ejemplo, en la Beticó, el drenaje interno es lento a moderadamente lento, en la zona de Monay es mediano y hacia las cercanías de Puente Blanco el drenaje interno es muy lento y la presencia del nivel freático cerca de la superficie desmejora su condición.

Otros aspectos resaltantes de la hidrografía de la zona, son las emanaciones de aguas termales que alcanzan temperaturas de hasta 50°C, entre las cuales se pueden mencionar las fuentes sulfurosas de Aguas Calientes en la localidad del mismo nombre.

Para finalizar, es importante mencionar que el patrón general de drenaje en la zona de estudio es dendrítico.

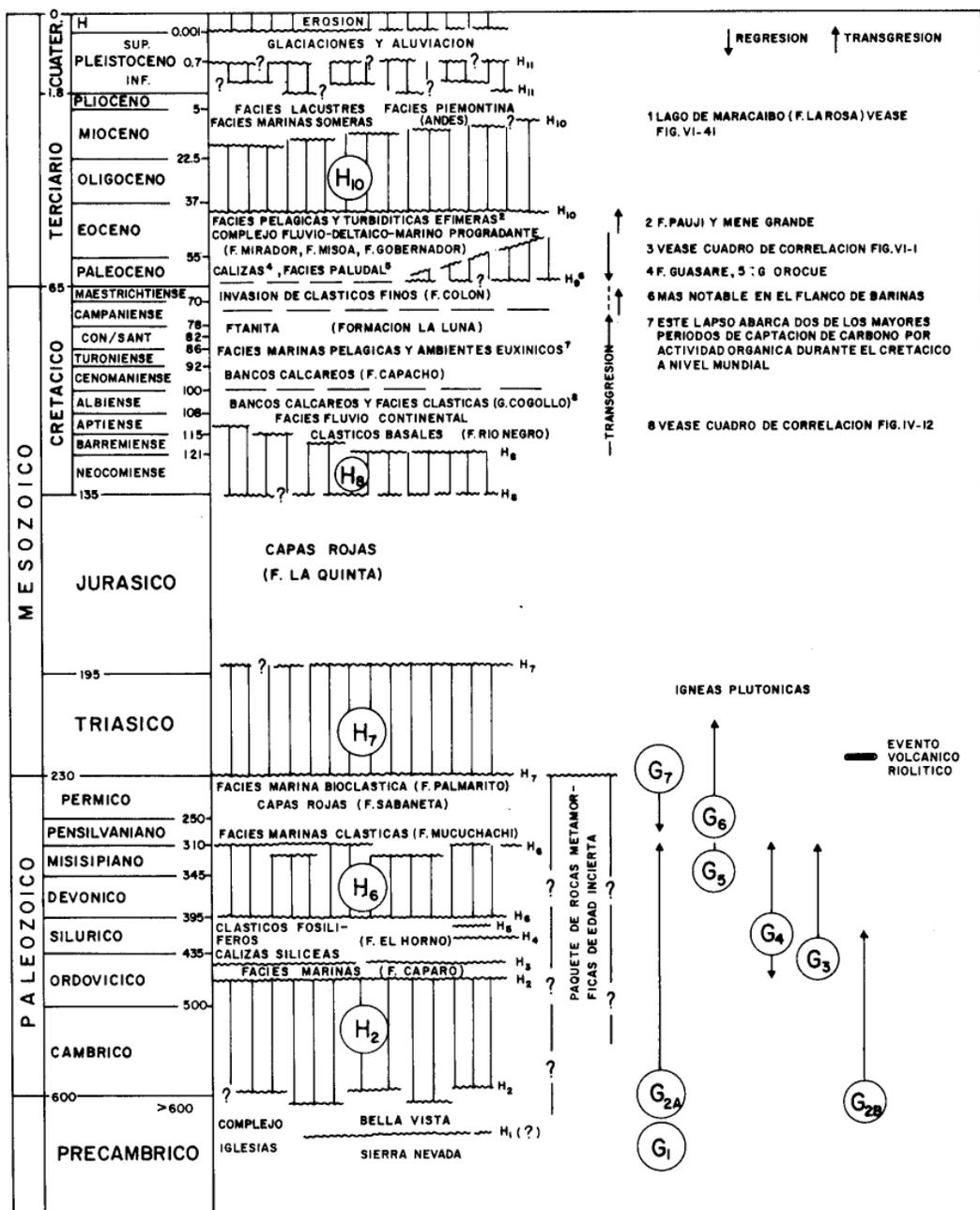
### 3. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 3.1. EVOLUCIÓN DE LOS ANDES

De acuerdo a GONZALEZ DE JUANA *et al.* (1980), la estratigrafía de los Andes venezolanos en líneas generales puede describirse en términos de un núcleo cristalino Precámbrico correspondientes a las porciones central y más alta de la cordillera, bordeando tanto el NE como el SO por coberturas sucesivas de rocas pertenecientes al Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

Por otro lado, establecen que la evolución estructural de los Andes se puede resumir por ciclos orogénicos (ver Fig. 3.1) que ocurren en intervalos correspondientes a el Hiatus H<sub>2</sub> (Orogénesis del final del Precámbrico) a H<sub>6</sub>, referido por otros autores como Orogénesis Caledoniana y a H<sub>7</sub>, designado como Evento Tecto-Termal Permo-Triásico. Los ejes de estos tres ciclos orogénicos son aproximadamente paralelos, pero con el tiempo se han desplazado hacia el noroeste.

Finalmente, señalan que los últimos periodos corresponde al hiatus 9 (H<sub>9</sub>), conocido como Orogénesis del Final del cretácico, sin embargo los autores diferencian un H<sub>10</sub>, marcado por una pulsación orogénica en el Eoceno Tardío, durante el cual prácticamente todo el territorio venezolano fue levantado y posteriormente erosionado y un H<sub>11</sub>, en el Mio-Plioceno, que indica el levantamiento final vertical de la cadena andina .



**Figura 3.1.** Columna estratigráfica y eventos tectónicos de los Andes venezolanos. Simplificada y modificada de SHAGAM (1972a y b) y de SCHUBERT (1977c). H<sub>1</sub> a H<sub>11</sub>: Hiatos principales en la secuencia estratigráfica; G<sub>1</sub> a G<sub>7</sub>: eventos granítico. Períodos geológicos con edad radiométrica indicada en millones de años para su comienzo.

---

Por otra parte, SHAGAM (1972b) resume las principales características estructurales de los Andes Venezolanos, de la siguiente manera:

- Las deformaciones mayores parecen haberse producido en el tiempo correspondiente a los hiatus H<sub>2</sub>, H<sub>6</sub>, H<sub>7</sub> y H<sub>9</sub>.
- Existe un contraste marcado en el estilo estructural cerca del límite Paleozoico-Mesozoico, mientras que la deformación pre-mesozoica, hasta H<sub>7</sub>, involucra compresión lateral intensa, reflejada en plegamiento apretado, corrimientos, entre otros. Por su parte, la deformación post.paleozoica se caracteriza por bloques levantados e inclinados, a veces en sentidos opuestos, separados por estructuras tipo “graben”, como por ejemplo la estructura de graben que se extiende a lo largo de la cordillera, la cual está asociada a la falla de Boconó.
- Al menos parte de la deformación producida en H<sub>2</sub>, tuvo lugar por corrimientos sobre el basamento cristalino.
- Localmente se encuentran discordancias angulares en las directrices de los caracteres estructurales, producidos en las distintas deformaciones, pero generalmente las direcciones, incluyendo aquellas producidas durante el levantamiento del Terciario, son aproximadamente paralelas.

HERVOUËT *et al.* (2005), estudiaron la relación de la deformación del noreste de los Andes Venezolanos y su implicación con el sobrecorrimiento caribeño, llegando a la conclusión de que en la parte noreste de Mérida se registran cinco estados tectónicos, representados por:

- La etapa de “rifting” jurásica con la formación de grabens NE-SW en la cual se depositaron las formaciones continentales.
- El orógeno Caribe (Cretácico superior-Oligoceno inferior) correspondiente a la colocación de las capas. Esta fase está caracterizada por pliegues de orientación N070°E a N140°E.
- La etapa compresiva pre-miocena media de orientación ESE-WNW. La Formación Morán y las unidades caribeñas están movidas y desplazadas hacia el ESE y al curso de compresión ESE-WNW que puede corresponder a la fase N105°E anterior al Mioceno medio.

- La fase de compresión andina post Mioceno medio de orientación NW a NNW.
- La compresión orientada NNE-SSW, la cual esta presente al sur de los Andes nororientales. Esta fase está activa actualmente. El análisis de los mecanismos focales de los Andes septentrionales muestra que el acortamiento está comprendido en el cuadrante NW al oeste de la falla del Empedrado (Andes noroccidentales) entonces al este (Andes nororientales) está orientado esencialmente al NNE-SSW de cara a las napas caribeñas. La rotación horaria de  $70^\circ$  de  $\sigma_1$  se limita a esta región.

### 3.1.2. Terciario

En otro orden de ideas, MATHIEU, (1989) realizó el estudio geológico de la parte norte de la serranía Trujillo-Ziruma y el borde este y noreste del lago de Maracaibo. Este estudio abordó varios aspectos, examinando, en primer lugar, la litoestratigrafía del Terciario y de las series mesozoicas y pre-mesozoicas del bloque de Maracaibo.

En segundo lugar, expone un análisis de las deformaciones ocurridas desde el Cuaternario hasta el Paleoceno y finalmente esta investigación permitió generar una tabla de datos obtenidos del bloque de Maracaibo, donde se muestra una síntesis de los datos bibliográficos y del estudio sísmico efectuado en el área de Altigracia-Aurare, además de un ensayo de la evolución paleogeográfica, utilizando mapas palinspáticos que van desde el Aptiense-Albiense hasta el reciente.

Aunado a esto, el autor menciona que la tectónica y evolución geodinámica de la serranía de Trujillo muestra una historia polifásica, cuyas tres faces principales son las siguientes:

- Una compresión N160 post- Formación Misoa (post-Eoceno medio) responsable de la fase de plegamiento orientada N70-80.
- Una trans-pesión N110-120 de edad Eoceno tardío a Oligoceno generada en el paso de la deformación sub-este-oeste y el plegamiento N20-30.
- Una compresión N130-140, resultante de la rotación de la compresión principal N160 por encima de los accidentes de Valera y Río Diquive.

A estas 3 fases principales, se superponen las fases andinas del Plio-Pleistoceno (N160-170) y la actual (N80).

Ellas están unidas al movimiento transcurrente de la falla de Valera y de Oca, así como al basculamiento de una serie de niveles de depresiones de Sipayare y de Río Diquive.

Por su parte, el bloque del lago de Maracaibo corresponde al límite occidental del frente de deformación de la Cadena caribeña. Así, la falla de Burro Negro/Ballenato orientada N140, puede representar un sistema de rampa desde la colocación del alóctono caribeño. Finalmente, MATHIEU (1989) concluye su estudio diciendo que la evolución geodinámica del Bloque de Maracaibo está regida esencialmente por los accidentes transcurrentes que limitan el bloque, con dos períodos principales, el primero referente a la colocación del alóctono en el Paleoceno a Eoceno tardío y el otro Post-depósitos Oligoceno al reciente.

### 3.1.3. Plio-Cuaternario

En primer lugar, STEPHAN (1982), expone que las estructuras presentes en las cercanías a la ciudad de Valera, están esencialmente controladas por una tectónica de basamento vertical (GARCÍA & CAMPOS, 1997). Así, la región de Valera se ubica en la charnela entre direcciones “andinas” esencialmente N45-55E al sur y direcciones NS-N10E al norte (falla y graben de Valera, graben de San Lázaro al norte de Santa Ana, fallas del río Villegas y de El Empedrador (ver Fig. 1.2). En las adyacencias a Valera el Mioceno Medio-Tardío (Formación Isnotú), descansa discordantemente sobre el Eoceno medio superior (Formación Paují), el cretáceo inferior (Grupo Cogollo) y el basamento paleozoico (Granito de Valera).

Por otro lado, el autor establece que por razones geométricas, la génesis del graben de San Lázaro, es en parte pre-Mioceno Medio-Tardío, pero post-Eoceno medio. Igualmente es probable que se hayan producido movimientos a lo largo de la falla de Valera durante este período de tiempo.

No obstante, menciona que esta región adquirió sus principales estructuras, después del Plioceno (post- Formación Betijoque), lo cual es válido particularmente para el graben de

Valera , o para la falla inversa de las Virtudes al SO de Valera (GARCÍA & CAMPOS, 1977) equivalente norandino de la falla de la Soledad (FIERRO, 1977). Por último, menciona que los conglomerados fluviales, probablemente pleistocenos (Formación Carvajal) sellan esas estructuras, apareciendo solamente deformadas a lo largo de la falla de Valera, como consecuencia de un leve juego compresivo de la misma (falla inversa hacia el este). (STEPHAN, 1976).

En otro orden de ideas, SCHUBERT y VIVAS (1993) sugieren una terminología para clasificar secuencias cuaternarias, particularmente en la zona Andina de Venezuela, basada principalmente, en las subdivisiones del Pleistoceno y el Holoceno. La nomenclatura, siendo Q equivalente a Cuaternario, es la siguiente:

- Q<sub>-4</sub> = Holoceno
- Q<sub>-3</sub> = Pleistoceno Tardío
- Q<sub>-2</sub> = Pleistoceno Medio
- Q<sub>-1</sub> = Pleistoceno Temprano
- Q<sub>-P</sub> = Pleistoceno sin diferenciar
- Q = Cuaternario en general
- N<sub>2</sub> = Límite Plioceno - Pleistoceno
- Q<sub>1</sub>

Por otra parte, HERVOUËT *et al.* (2001), llevaron a cabo un estudio basado en la interacción entre los corrimientos y la zona transcurrente en el flanco noroeste de los Andes de Venezuela. Este modelo estructural plantea que la ocurrencia de basamento, en perfiles sísmicos en frente de la falla de Las Virtudes puede ser explicada, debido a que los movimientos conjugados de los corrimientos con vergencia oeste y el desplazamiento lateral, crean una zona triangular de vergencia SE. El análisis de las relaciones geométricas entre el corrimiento de Las Virtudes y las fallas inversas retrocabalgantes en la falla de Valera muestran que el corrimiento cortical andino es transferido hacia la zona norte y este, con respecto al mismo.

AUDEMARD y AUDEMARD (2002) proponen un modelo de la estructura de los Andes de Mérida, relacionado con la interacción geodinámica de Suramérica y el Caribe (ver Fig.7.13 y 7.14 en la que se ubica a la cuenca de estudio dentro de este modelo). En este sentido, dichos autores postulan a los Andes de Mérida como parte de un orógeno flotante, limitado por la subducción incipiente tipo A de Suramérica por debajo de los Andes de Mérida y por la subducción caribeña tipo B por debajo de Santa Marta.

Además, exponen que actualmente ocurre un proceso de partición de esfuerzos en los Andes Venezolanos, en donde el esfuerzo compresivo principal este-oeste se descompone para generar acortamientos en la dirección NW-SE, lo cual produce el crecimiento de los Andes Venezolanos, mientras que el desplazamiento lateral dextral es acomodado por el sistema de fallas de Boconó a lo largo de la dirección NW-SE, axialmente a la cadena andina. También, mencionan que el campo de esfuerzos actual gira progresivamente desde NNW-SSE en el norte hasta hacerse más E-W en el sur de los Andes de Mérida.

Pasando a otro plano, DHONT *et al.* (2005), realizaron estudios en las estructuras extensionales plio-cuaternarias en los Andes venezolanos, basándose en la interpretación de imágenes satelitales de sensores remotos y en observaciones de campo, proponiendo así, que la extensión sin-orogénica comenzó junto con el inicio del movimiento lateral a lo largo de la falla de Boconó en el Plio-Cuaternario.

Además, los autores proponen dos estados de deformación, el primero corresponde a un régimen de esfuerzos transcurrente transpresivo con  $\sigma_1$  tendiendo al NW-SE, consistente con el último acortamiento en los Andes de Venezuela desde el Mioceno tardío.

El segundo corresponde a la extensión sinorogénica en el Plio-Cuaternario, cuyo estilo de deformación tectónico es caracterizado por bloques basculados con dimensiones menores a 10 km. de ancho. También, en la parte sureste del Bloque de Trujillo, observaron una migración progresiva NNE de la deformación extensional a través del tiempo, interpretada como una consecuencia del escape del bloque de Trujillo.

Por último, BACKÉ *et al.* (2006), trabajaron sobre las relaciones espaciales y temporales entre la compresión, el desplazamiento lateral y la extensión en los Andes centrales de

Venezuela en el Plio-Cuaternario, enfocados en el análisis de las fallas Burbusay y Boconó, a través del estudio de imágenes de radar y de modelos de elevación digital, complementando con trabajo de campo y recopilación sismológica.

En este sentido, los autores caracterizan tres estados de deformación durante el Neógeno-Cuaternario. El primero, de edad Mio-Plioceno, correspondiente a la compresión andina NW-SE responsable del levantamiento de los Andes venezolanos. El segundo estado tectónico corresponde a un régimen transcurrente de deformación, marcado por una cizalla a lo largo de las fallas de Boconó, Burbusay y Valera, las cuales individualizan dos cuñas triangulares a lo largo del bloque de Trujillo.

Este fallamiento transcurrente dominado por un régimen tectónico extensional-compresional ha permitido el movimiento del Bloque de Trujillo hacia el NE.

Finalmente, el tercer estado de deformación corresponde a una extensión, la cual sigue activa hoy en día. La extensión moviéndose progresivamente desde el SE hasta el NE en la parte central del bloque de Trujillo, está asociada con el movimiento del bloque cortical de Trujillo, desplazándose uno con respecto al otro por el corrimiento localizado en la transición entre la parte superior e inferior de la corteza.

### **3.2. BLOQUE TRUJILLO**

La cuenca en estudio se encuentra dentro de un bloque tectónicamente limitado por las fallas de Boconó (BELTRÁN *et al.* 1990; AUDEMARD, 1997; AUDEMARD *et al.* 1999), Oca-Ancón (AUDEMARD, 1993;), y Valera (SOULAS *et al.* 1994), las cuales han sido bien caracterizadas desde el punto de vista de su actividad tectónica cuaternaria, así como en lo concerniente a su potencial sismogénico.

CASTRILLO *et al.* (1997, 2002) ponen de manifiesto que la estructuración de la región situada al NNE de los Andes de Mérida ha sido el resultado de una sucesión de eventos tectónicos complejos, que han tenido lugar a partir del Mioceno y que han sido vinculados a

la reactivación en transurrencia de las fallas de Boconó y Valera, como consecuencia de la compresión asociada a una dirección de esfuerzos regionales orientados E-W.

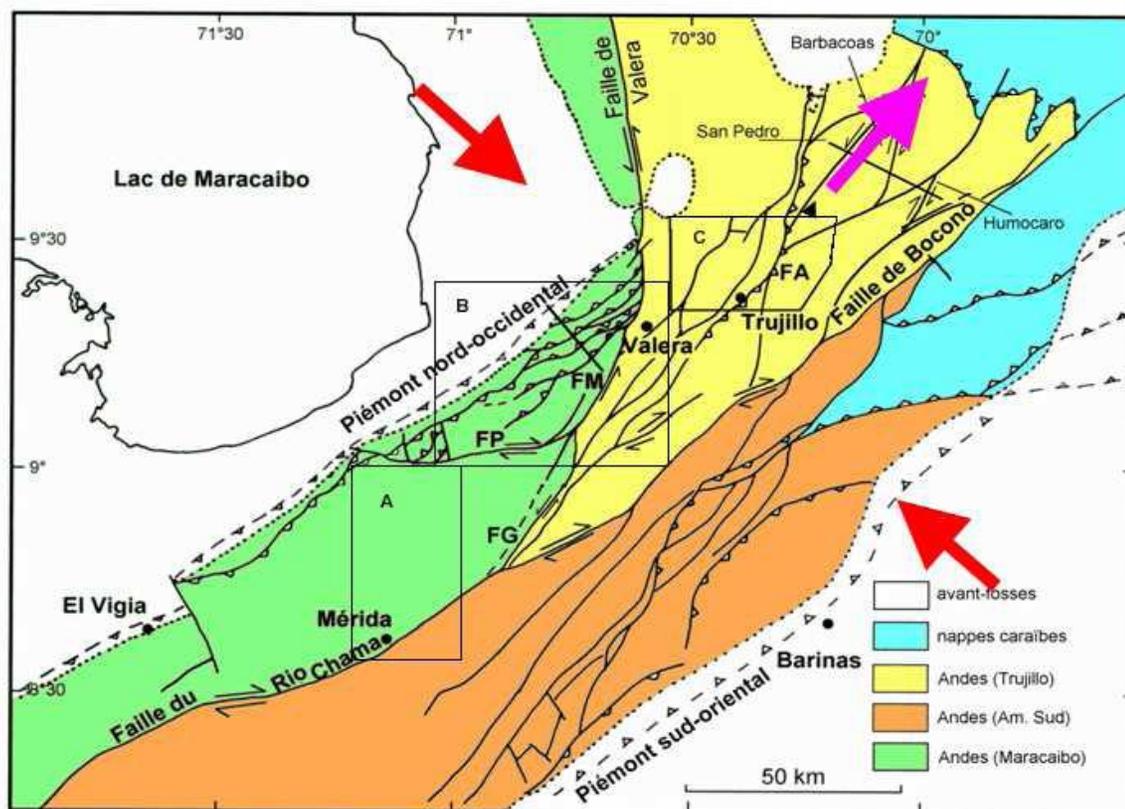
Además, mencionan que esta reactivación ha individualizado un bloque cortical conocido como bloque Trujillo que ocupa la esquina nor-oriental del bloque de Maracaibo y se encuentra limitado al oeste por la falla de Valera-Río Momboy y al SE por la falla de Boconó.

Así establecen que Los Andes venezolanos pueden ser separados en un cierto número de sectores, donde cada uno posee una evolución estructural diferente.

Al centro (ver sector A, Fig. 3.2), una inflexión de la falla dextral de Bocono origina la formación de un relevo transtensivo en el cual se forma una cuenca de tracción (pullapart). Alrededor de esta cuenca, numerosas fallas normales son puestas en evidencia. Su origen puede ser la consecuencia directa de la transtensión.

Por otro parte, se tiene que de un lado y de otro de estas zonas centrales, los flancos NW y SE de los Andes, son sometidos a una compresión perpendicular a la cadena, cabalgando las cuencas de antepaís de Maracaibo y de Barinas (sector B, ver Fig. 3.2). Al norte de Mérida (ver sector C, Fig. 3.2) el panorama es mucho más complejo. Sobre la falla N060°E dextral de Bocono, vienen a unirse las fallas o el sistema de fallas sinestrales submeridianas (fallas de los Rios Motatan y Momboy, falla de Valera, de una parte, y de otra parte, el sistema de fallas de Burbusay-El Empedrado).

El sistema sinestral de Valera y la falla dextral de Bocono, delimitan la región triangular antes mencionada región (Bloque de Trujillo), que bajo el esfuerzo andino NW-SE tiene tendencia a desplazarse hacia el NNE. La parte nor-oriental del bloque de Trujillo (sector C, Fig. 3.2) esta individualizada del conjunto por la intermediación del sistema de fallas de Burbusay-El Empedrado. En las zonas de unión entre los sistemas submeridianos y la falla de Boconó, se evidencia la presencia de fallas normales afectando el ensamble de la corteza superior. Esas fallas normales serían la consecuencia del desplazamiento (escape) del bloque de Trujillo hacia el NNE.



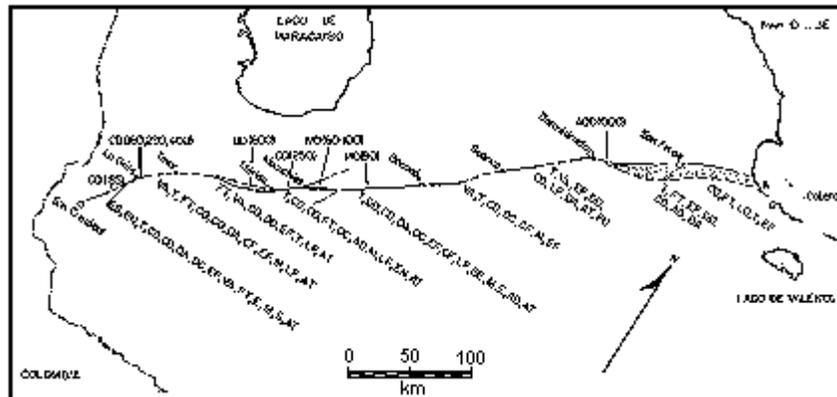
**Figura 3.2.** Escape del Bloque de Trujillo bajo relación de esfuerzos regionales ENE-WSW. Tomado de CASTRILLO *et al.* (1997).

### 3.3. FALLAS LIMÍTROFES AL BLOQUE TRUJILLO

#### 3.3.1. Falla de Boconó

De acuerdo a SOULAS *et al.*, (1985), la zona de falla de Boconó, se caracteriza morfológicamente por una alineación de valles y depresiones lineales (cuenca de tracción) orientados en dirección N45°E aproximadamente. Se extiende a lo largo de más de 500 km, entre la depresión de Táchira (al sur de Cordero) y el Mar Caribe (área de Morón, estado Carabobo), cruzando de manera oblicua a los Andes meridionales y cortando el extremo occidental de las montañas del Caribe (Cordillera de la Costa y Serranía del Interior).

A lo largo de toda su extensión , se aprecian varias trazas activas, que reciben el nombre de Falla de Boconó, la cual está caracterizada por escarpes de falla, canales fluviales desplazados, lagunas de falla, lomos de falla, entre otros rasgos geomorfológicos típicos de fallas rumbo-deslizantes (ver Fig. 3.3).



**Figura 3.3.** Extensión de la falla de Boconó mostrando los rasgos neotectónicos principales. Tomado de SOULAS *et al.* (1985).

Por otra parte, el efecto del desplazamiento a lo largo de la falla de Boconó sobre los rasgos pleistocenos, fue recientemente estudiado por SCHUBERT (1970,1972), GIEGENGACK y GRAUCH (1972 a, 1972 b), GIEGENGACK *et al.* (1976), y SCHUBERT (1980 a, 1981, 1982). Dichos autores describen rasgos geomorfológicos desplazados en las cuencas altas de los ríos Chama, Santo Domingo y Aracay. Entre estos rasgos tenemos morrenas laterales desplazadas, pertenecientes al último estadio de la Glaciación Mérida (SCHUBERT, 1974) del Pleistoceno Tardío.

Por otro lado, el desplazamiento rumbo-deslizante observado hacia la derecha, varía entre 60 y 100 metros desde que los glaciares se retiraron de su posición terminal y 250 metros desde que el glaciar del valle de la quebrada La Mucuchache, llegó por primera vez a su posición terminal. Considerando esto, la velocidad del desplazamiento rumbo-deslizante puede calcularse entre un máximo de 5 y 9 mm/a y un mínimo de 3 y 6mm/a, suponiendo que el desplazamiento es constante.

Finalmente, Audemard *et al.* (2008) realizaron un estudio en una trinchera en la Mesa del Caballo, en los Andes de Mérida, identificando en esta un total de quince sismos, de los cuales, catorce fueron datados por radiocarbono, encontrándose estos distribuidos durante los últimos 20.500 años, obteniendo que los sismos con magnitud igual o mayor a 7° presentan una recurrencia variable, destacando el ciclo de ocurrencia cada 400 a 450 años. Por otro lado al comparar los resultados de paleosismicidad de las trincheras del Morro de los Hoyos y de las Mesa del Caballo, estos establecieron la posibilidad de que en la zona norte de la cuenca de tracción de Apartaderos la ocurrencia de los sismos sea cada 1200 a 1350 años, mientras que para la zona sur el fenómeno se presenta cada 400 a 450 años. Lo cual según estos se encuentra en concordancia con el 25 al 75% de los 9-10 mm/a de la velocidad absoluta de la falla de Boconó, presente en los Andes Centrales.

### 3.3.2. Falla de Valera

SOULAS *et al.*, (1985), estudiaron las deformaciones neógenas y cuaternarias producidas por la actividad de las fallas de Boconó, Valera, Tuñame y Mene Grande, al norte y al sur de la ciudad de Valera.

En lo que respecta a la falla de Valera, estos autores mencionan que este accidente posee una reactivación muy compleja durante el Cuaternario, presumiblemente debido a la posición oblicua que ocupa en la cadena andina, así como por el cambio de orientación que experimenta al cruzar la ciudad del mismo nombre.

Por consiguiente, de la ciudad de Valera hacia el suroeste, el vector de desplazamiento relativo entre los dos bloques del sistema, posee una inclinación de 45° (aproximadamente) en el plano vertical, alcanzando su máximo cerca de la cabecera del río Momboy, para luego decrecer en el sur. En este sector, la falla muestra una orientación N30°E y buza hacia el sureste.

Además, este tramo abarca una distancia de unos 25 kilómetros, cruzando principalmente, el paisaje glaciar del páramo Miranda, donde resulta difícil evaluar su actividad.

Más al norte, ellos mismos señalan que a lo largo del río Momboy se destaca la presencia de un “graben” muy estrecho de 22 kilómetros de longitud, originado por una falla antitética paralela a la principal, pero con buzamiento NW. El río se asentó en esta fosa tectónica y su fondo ha sufrido un progresivo descenso durante el Cuaternario.

Por otra parte, la velocidad de deformación a lo largo de la falla del río Momboy aumenta hacia la cabecera del río y es en la parte sur del graben, donde esta alcanza su máximo, siendo la componente vertical, de tipo normal y de aproximadamente un (1) kilómetro.

En cuanto a la componente horizontal, ésta es sinistral y del mismo orden que la vertical. Por lo tanto, el desplazamiento total para este segmento durante el Cuaternario se estima en 1,4 kilómetros, lo que equivale a una velocidad promedio de 0,7 mm por año, tomando en cuenta solo el movimiento entre los dos bloques separados por el graben.

Por otra parte, en el tramo ubicado al norte de la ciudad, este vector es horizontal o presenta muy poca inclinación y la falla en dicho sector, tiene una orientación general N-S y un buzamiento aproximadamente vertical.

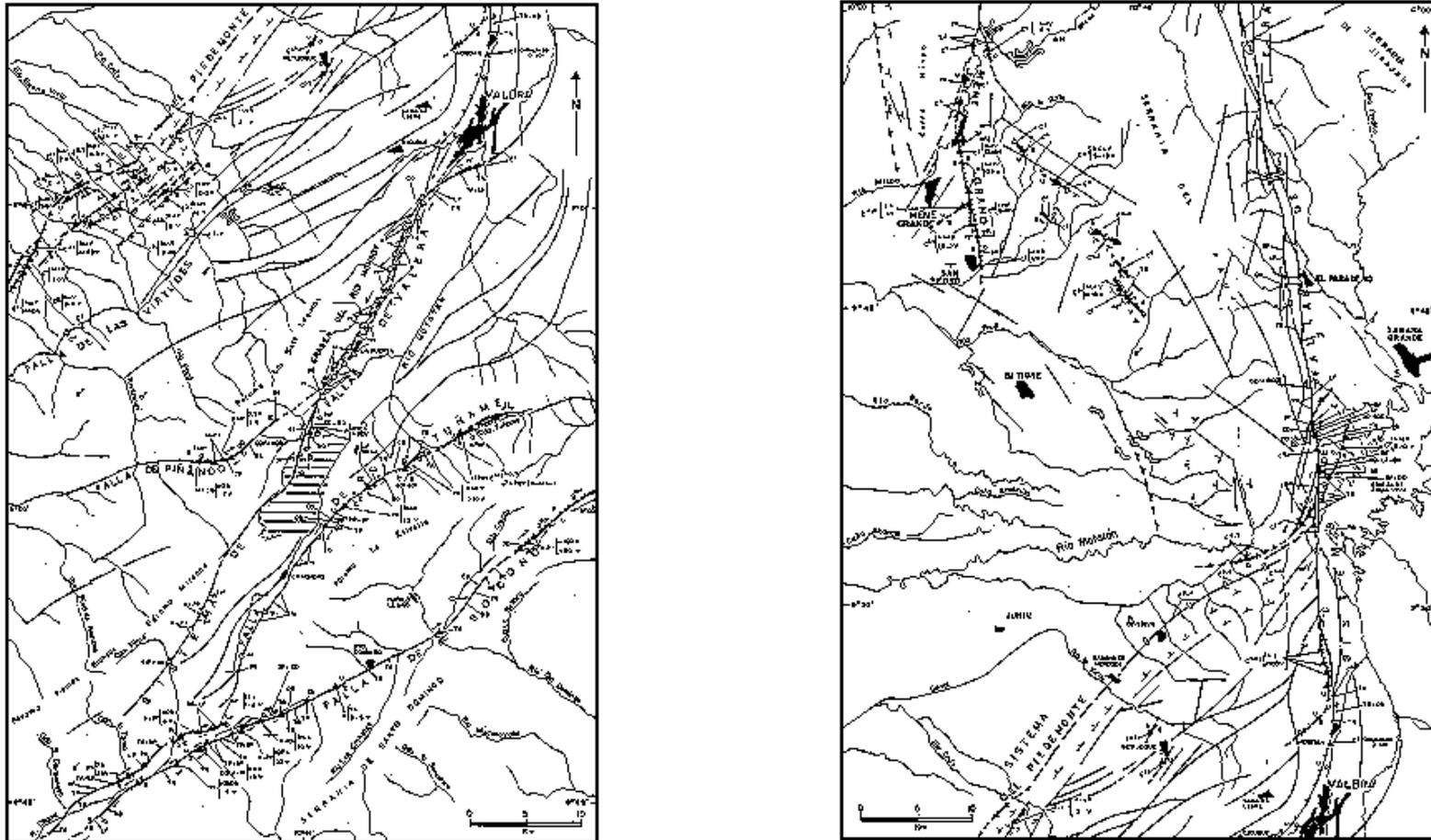
Este sistema consta de tramos muy rectilíneos organizados en “echelon”, de forma tal, que cada uno se ubica un poco más al oeste con respecto a su vecino del sur y en sus segmentos longitudinales N-S, estos están unidos por un pequeño segmento de falla oblicua con orientación NNW.

Considerando esto, los autores menciona, que al norte de Motatán, uno de estos segmentos se abrió por tracción lateral, dando origen a una cuenca de tracción (pull-apart) de 2 kilómetros de apertura, el cual permite estimar, para el tramo de falla localizado al sur de Agua Viva, una velocidad de 1mm/año.

Es precisamente en esta zona de Agua Viva y al norte de ella, donde se nota un aumento de actividad tectónica, ya que, se suman a la falla distintos ramales de orientación SW, provenientes del sistema de deformación del piedemonte andino.

Sin embargo, al norte esta velocidad decrece progresivamente, incluso llegando a alcanzar valores inferiores a la tasa de erosión.



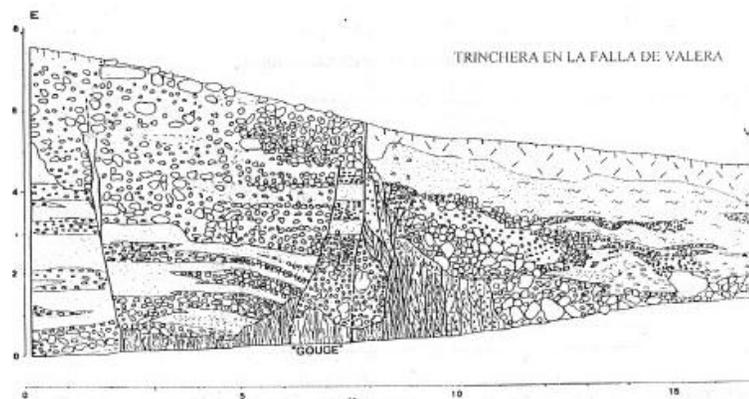


**Figura 3.5.** Evidencias de actividad cuaternaria al sur de la Valera (figura a la izquierda) y al norte de Valera (figura a la derecha) Tomado de SOULAS *et al.*, (1985).

Por otro lado, SOULAS y GIRALDO (1994), analizaron la actividad cuaternaria y definieron los parámetros sismogénicos preliminares del sistema de fallas de Oca-Ancón, así como las características sismogénicas de las fallas Valera y Mene Grande. La región estudiada por ambos corresponde a un área de 15.000 km<sup>2</sup> y esta delimitada por las siguientes coordenadas: 70°00' y 72°15' de longitud oeste, 10°30' y 11°20' de longitud norte. De este estudio, se obtiene que el sistema de falla Oca-Ancón, posee una velocidad mínima superior a 2,5 mm/año y una máxima del orden de 4mm/año, además tiene un período de retorno del orden de 1000 años, para un evento considerablemente fuerte que logre generar un salto vertical apreciable, a pesar de tener un desplazamiento real subhorizontal, donde la magnitud de este evento sería 7,5. Para la falla de Valera se estimó una velocidad de 1mm/año, con período de recurrencia de 2000 años y un sismo máximo de 6,9. Por último, los autores determinaron que la falla de Mene Grande posee una velocidad de 0,1mm/a, una recurrencia de 1200 años y un sismo máximo de intensidad 6,2.

### 3.3. SISMOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLOGÍA.

En los años 1986 y 1987 se llevó a cabo la excavación de una trinchera en la localidad de Agua Viva (ver Fig. 3.6) al norte del embalse del mismo nombre, sobre el segmento norte de orientación submeridiana de la falla de Valera (FUNVISIS, 1987a; SOULAS, 1988; SOULAS y GIRALDO, 1994).



**Figura 3.6.** Diagrama de la pared sur de la trinchera de Agua Viva, en la falla de Valera, donde se aprecia el estilo característico de falla transcurrente (tomado de Soulas y Giraldo, 1994).

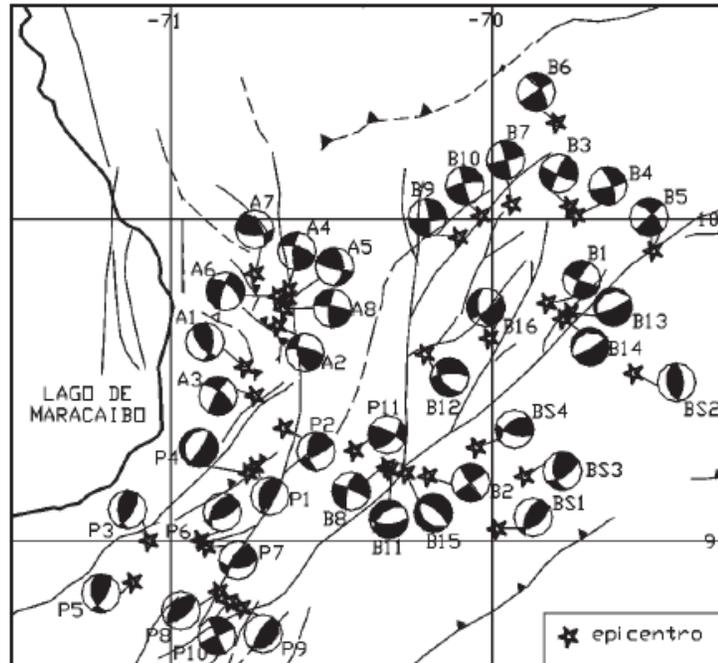
Luego de estudiarla, los autores deducen lo siguiente:

1. La falla ha generado sismos en  $8085 \pm 565$ ,  $6207 \pm 742$  y  $4505 \pm 1560$  años BP, es decir, con recurrencia de unos 2000 años.
2. El último sismo ocurrido debe ser histórico, ya que el horizonte más reciente fallado se considera actual según las dataciones radiocarbónicas, este último evento podría corresponder al sismo del 30 de enero de 1929.
3. La velocidad de movimiento horizontal sinistral a lo largo de este segmento de la falla es del orden de 1mm por año (1mm/año).
4. Por último, establecen que la falla de Valera puede producir sismos máximos probables de Ms 6,9 cada 2000 años aproximadamente.

A pesar de esto, mencionan que es posible que el registro geológico esté incompleto en el sitio excavado, lo cual explicaría el intervalo de tiempo tan prologando existente entre los dos últimos eventos, siendo este del doble del período de retorno estimado.

Finalmente, PALME OSECHAS *et al.* (2001), llevaron a cabo un estudio en el que revelan por primera vez los mecanismos focales para eventos sísmicos ocurridos en las cercanías a la zona norte de las fallas de Valera y Mene Grande, estableciendo cualitativamente que los regímenes de esfuerzos varían notoriamente en distintas zonas de los Andes Merideños.

Así, los autores establecen que el análisis de los mecanismos focales en la zona que se halla comprendida al sur de la ciudad de Valera, entre el piedemonte occidental y la falla de Boconó (ver Fig. 3.6 donde se indican estos mecanismos focales con la letra P) indica compresión en el sentido aproximadamente NO-SE, lo cual coincide con modelos publicados anteriormente por CASTRILLO, 1997; COLLETTA *et al.*, 1997; AUDEMARD, 1991; KELLOG y BONINI, 1982.



**Figura 3.6.** Mecanismos focales de los eventos estudiados por Palme Osechas et al. (2001) Fallas según Beltrán (1993). Tomado de Palme Osechas *et al.*

Por otro lado, los mecanismos focales ubicados en las adyacencias al poblado de Agua Viva, (ver Fig. 3.6 donde se denotan a estos mecanismos con la letra A) igualmente demuestran fallamiento inverso y el método de los diedros señala compresión en la dirección NE-SO.

Aunado a esto, PALME OSECHAS *et al.* (2001) establecen que los mecanismos focales para los grupos A y P, a pesar de tener en común, un fallamiento predominantemente inverso, poseen un cambio en las direcciones de  $SH_{MAX}$  del grupo A con respecto a las del grupo P, lo cual podría vincularse con el arqueamiento de la cordillera en dirección NO producido en la zona al norte de Agua Viva y la existencia del sistema de falla Burro Negro-Mene Grande.

Por último, mencionan que la región ubicada entre las fallas de Valera y Burbusay es tectónicamente menos activa que las adyacentes a esta zona y así, la mayoría de la actividad sísmica se ubica entre las fallas de Burbusay y Boconó, donde los mecanismos focales son normales (cuyos sismos tienen focos muy superficiales y de pequeña magnitud) y rumbo deslizantes (cuyos sismos son de magnitudes mayores a 5). Todo esto indica que la

región es de fallamiento rumbo deslizante, en contraste con el comportamiento de las zonas mas al suroeste donde en los Andes Merideños, se observa una fuerte tendencia compresional. Además indican que la falla de Boconó funciona como límite entre la región de los eventos B, de régimen rumbo-deslizante extensional y el área de eventos BS al sudeste de la falla de Boconó, donde se aprecia un régimen compresivo con fallamiento inverso (ver Fig. 3.6)

### **3.4 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL**

La depresión de Monay se ubica hacia el norte del estado Trujillo y esta constituida principalmente por sedimentos aluviales recientes y rocas sedimentarias consolidadas y no consolidadas, pertenecientes al período Terciario y Cretácico, como es el caso de la Formación Misoa, que a pesar de aflorar principalmente en el estado Zulia, se extiende hacia el este, hasta el flanco de la serranía de Trujillo.

En el presente trabajo serán referidas y descritas las unidades aflorantes de la cuenca correspondientes al cuaternario o al reciente.

En este sentido, en el área de estudio se destacan dos formaciones: en primer lugar, la Formación Betijoque de edad estimada Pleistoceno, conformada mayoritariamente por conglomerados y en segundo lugar, la Formación Isnotú, que consiste básicamente en una intercalación de lutitas y areniscas asignadas igualmente al Pleistoceno.

A continuación se explican las características más importantes de las unidades mencionadas anteriormente.

### 3.4.1 Formación Betijoque

**Consideraciones históricas:** LIDDLE (1928, 1946) definió a la localidad tipo de esta formación en el área de “badlands” de los alrededores de Betijoque, estado Trujillo, caracterizándose por arcillas y capas lenticulares mal cementadas de conglomerados. El intervalo inferior, menos conglomerático, se denomina Miembro Vichú y el superior contiene conglomerados en capas macizas y recibe el nombre de Miembro Sanalejo, nombres que solo aplican en estudios locales detallados (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Por otro lado, LIDDLE (1946), MENCHER *et al.* (1951, 1953) y YOUNG *et al.* (1954) ampliaron el sentido de la unidad al de "Grupo Betijoque", que abarcaba esencialmente todas las unidades mio-pliocenas no marinas, depositadas a lo largo del flanco occidental de Los Andes en proceso de levantamiento. Actualmente, esta denominación ha sido sustituida por la de Grupo Guayabo. Por su parte, LIDDLE (1928) empleó el nombre "capas de Betijoque", hoy en desuso.

**Localidad tipo:** De acuerdo al CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA (2007) la sección tipo para la formación se haya en las cercanías del pueblo de Betijoque en el estado Trujillo. GARNER especificó como localidad tipo "las colinas bajas al oeste del pueblo". LIDDLE (1928, 1946) mencionó capas que forman "badlands" al sur del pueblo.

**Extensión geográfica:** Según lo establecido en el CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA (2007), la unidad aflora a lo largo del flanco occidental de Los Andes, desde Trujillo hasta Táchira.

Además, el Cuadro de Correlación del Primer Congreso Venezolano de Petróleo (Soc. Venez. Ing. Petrol., 1963) muestra un extenso desarrollo de la unidad en los campos petrolíferos del subsuelo del Lago de Maracaibo, aparentemente a base únicamente de la descripción, por MILLER *et al.* (1963), del campo de Motatán.

En la tabla 3.1 se muestra un resumen de las características de esta unidad.

**Tabla 3.1. Compilación de diversos autores para la Formación Betijoque.**

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambientes
SUTTON (1946)	Pleistoceno	<p>La mayor parte de la unidad está conformada por arcillas macizas, de color gris verdoso a oscuro, el cual localmente pasa a ser marrón o negro, por lo general son arenosas y localmente carbonáceas con restos de plantas fósiles.</p> <p>Los conglomerados son el elemento más relevante y constituyen el 25% de la formación, siendo más gruesos en la parte superior de la sección tipo, donde se hayan menos cementados, mal escogidas y se presentan en capas de más de 12m de espesor.</p> <p>Las areniscas son de colores grises a marrón, macizas, poco segmentadas, mal escogidas, de grano fino a grueso y localmente con estratificación cruzada. Las limolitas son macizas y finamente estratificadas de color gris claro a gris verdoso.</p>	Es transicional con la Formación Isnotú. Algunas zonas descansan discordantemente sobre unidades más antiguas y su tope está truncado por sedimentos más jóvenes pertenecientes a la Formación Carvajal.	Corresponde con la parte superior de la Formación Parángula y la Formación Río Yuca de la cuenca de Barinas, y con la parte superior de la Formación La Villa de la región de Perijá.		En la localidad tipo el espesor es de 4365 metros.	Ambiente sedimentario de abanicos fluviales coalescentes y llanuras de inundación.
BERRY (1921)					<i>Blechnum betijoquensis</i> , <i>Ficus betijoquensis</i> , y <i>Entrada boweni</i>		

### 3.4.2 Formación Isnotú

**Consideraciones históricas:** SUTTON (1946) describió los depósitos eocenos expuestos a lo largo del flanco noroccidental de Los Andes con los nombres de formaciones Palmar, Isnotú, y Betijoque; estos términos fueron utilizados posteriormente en forma variable, por regla general en cuadros de correlación sin discusión textual. En la actualidad, esta nomenclatura tiene aceptación general y todo el intervalo se ha designado con el nombre de Grupo Guayabo, especialmente donde su subdivisión es dudosa o imposible (MILLER *et al.*, 1958, 1963; Soc. Venez. Ing. Petrol. 1963, Cuadro de Correlación).

**Localidad tipo:** Los Afloramientos de la formación se ubican en y al oeste del pueblo de Isnotú, sobre la carretera Motatán-Betijoque, en Trujillo oeste-central (CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA, 2007).

**Extensión geográfica:** La unidad aflora en una faja continua a lo largo del flanco noroccidental de Los Andes, desde Táchira hasta Trujillo (Código Geológico de Venezuela, 2007). También se reconoce en el subsuelo del Lago de Maracaibo (BORGER y LENERT, 1959). Por otro lado, algunos autores se refieren al mismo intervalo con el nombre de Formación La Puerta (YOUNG, 1960).

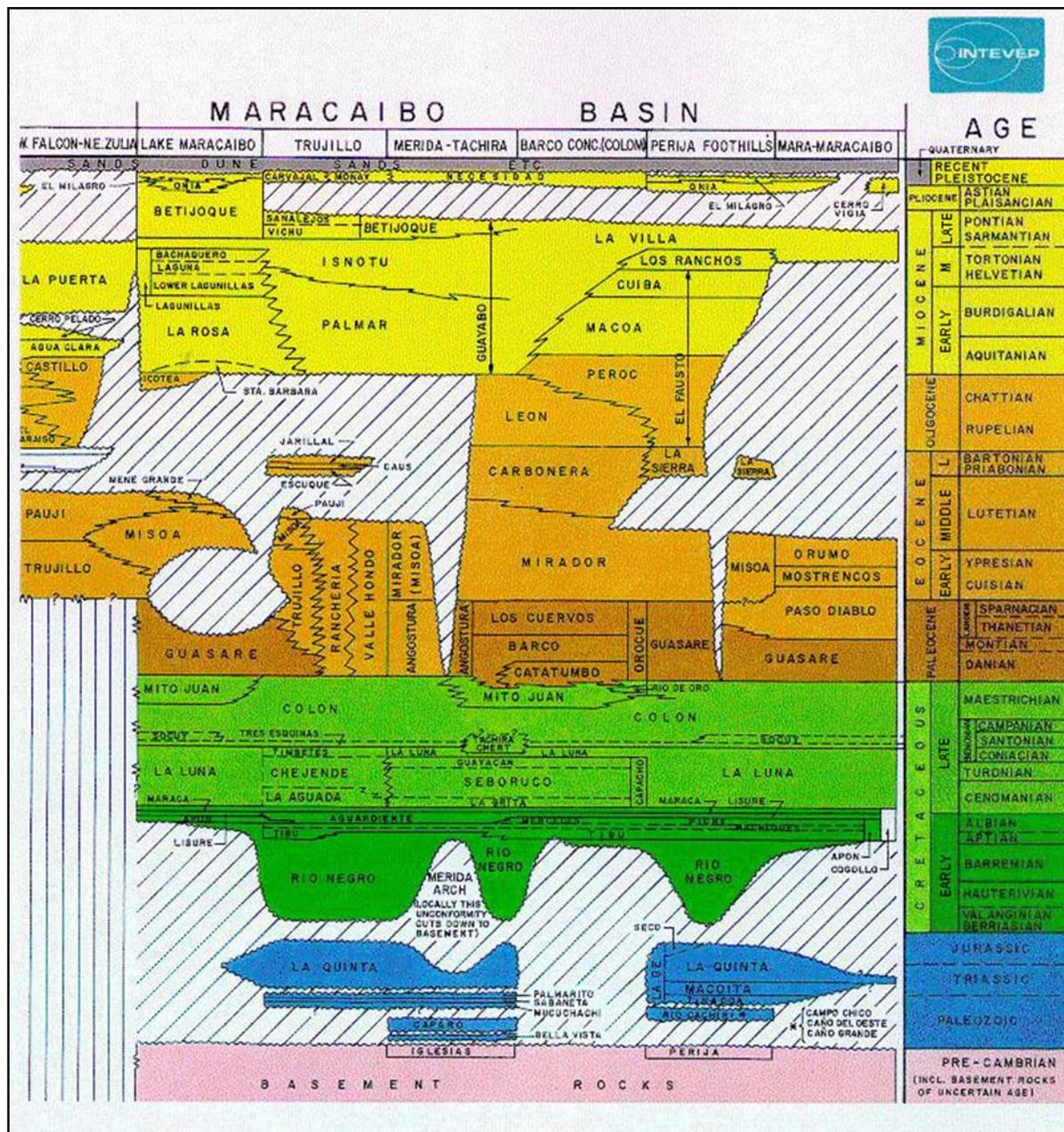
En la tabla 3.2 se muestra un resumen de las características de esta unidad.

Tabla 3.2. Compilación de diversos autores para la Formación Isnotú.

.Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambientes
SUTTON (1946)	Pleistoceno	<p>Esta unidad consiste en una intercalación de lutitas y areniscas y algunas lutitas laminares, carbón y conglomerados. Las lutitas conforman cerca del 65% de la formación, son macizas y de color gris claro, frecuentemente abigarradas en rojo, púrpura y amarillo. Algunas, son carbonosas. Las areniscas se presentan en capas de 2 o 3 metros y son de color gris claro a blancas de grano fino a conglomeráticas y con rizaduras.</p> <p>En lo que respecta a las lutitas laminares, estas son pocas y suelen ser micáceas y exhiben restos de plantas. Dispersas en la sección aparecen capas delgadas de lignito, así como conglomerados mal escogidos.</p>			Géneros indefinidos de foraminíferos y moluscos como provenientes de la Formación Isnotú en Táchira, pero la identidad de las capas no es confiable.	El espesor de la formación es de 1.100 metros en el área tipo y se mantiene constante a lo largo de afloramientos en el frente de montañas de los Andes.	
SALVADOR (1961)		En la parte meridional de Táchira la unidad, no se puede diferenciar de las otras formaciones del grupo Guayabo por el considerable aumento en el contenido de lutitas.	Contacto transicional con la formación Palmar infrayacente y con la formación Betijoque suprayacente. El contacto inferior es discordante sobre la formación Paují en la región de Monay, estado Trujillo.				El ambiente de sedimentación es fluvial.

Tabla 3.2. *Continuación.*

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambientes
FIORILLO (1976)							Ambiente resultante de la sedimentación de abanicos aluviales y ríos trezados, controlada por variaciones climáticas.
CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA (2007)				La unidad corresponde estrechamente, en edad y tipo sedimentario, a la mayor parte de la secuencia formacional Cuiba-Los Ranchos-La Villa en la Sierra de Perijá. Hacia el norte se compara con los estratos de la Formación La Puerta en Falcón y Zulia nororiental.			



**Figura 3.7.** Tabla de correlación para la cuenca de Maracaibo donde se observa la posición relativa de las formaciones Betijoque e Isnotú. (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2008)

### 3.5 GEOTERMIA

En la zona de estudio, no se tiene evidencia escrita o informes previos que reporten emanaciones de aguas sulfurosas asociadas a un evento sísmico, no obstante, diversos autores señalan varias fuentes de aguas termales dentro de ésta área, (principalmente al norte de la cuenca). Estas a su vez, fueron constatadas durante la fase de campo del presente trabajo (ver anexo 1, Fig. 3.9 y Fig. 6.3).

Así se tiene como principales fuentes, las que brotan en el poblado de Aguas Calientes, (ver Fig. 3.6 y 3.7) que de acuerdo al CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA (2007) se localizan a 1,5 kilómetros al este de la traza de la falla de Valera. GAENSLER (1952) le estimó una temperatura superior a 70°C.



**Figura 3.8.** Aguas termales represadas para uso domestico, en el sector Aguas Calientes.



**Figura 3.7.** Fuente de Aguas termales ubicada en la Quebrada Aguas Calientes, al este de la Quebrada Timiache

Por otro lado, están las fuentes de Agua Viva, ubicadas a 2 kilómetros al oeste de esta población (Código Geológico de Venezuela, 2007). Aquí, TOMALÍN (1938) y CASTELLANO (1982), señalan la existencia de tres manantiales con temperaturas máximas entre 80 a 85°C. Estos manantiales tienen fuerte olor a azufre con presencia de depósitos de este mineral y calcita. Además, a nueve kilómetros al norte de esta última fuente, cerca del caserío de Valerita, emanan las aguas sulfurosas conocidas por el mismo nombre, brotando justamente en la traza de la falla de Valera.

Por otra parte, TOMALÍN (1938), ubica tres manantiales sulfurosos sobre la traza de una falla con rumbo N45°W y once kilómetros de longitud, que afecta a rocas de la Formación Misoa. Dichos manantiales se conocen como fuentes sulfurosas de Lambedero, Batatillo.

También, se destacan las aguas termales del río Jirajara, al norte de Valerita, las cuales fueron situadas por TOMALIN (1938) en el margen norte del río, a unos dos kilómetros de la falla de Sabana Monay. Asimismo, se tienen las establecidas por él, al norte de la Viciosa, brotando de terrazas recientes rodeadas de rocas de la Formación Misoa y con temperaturas

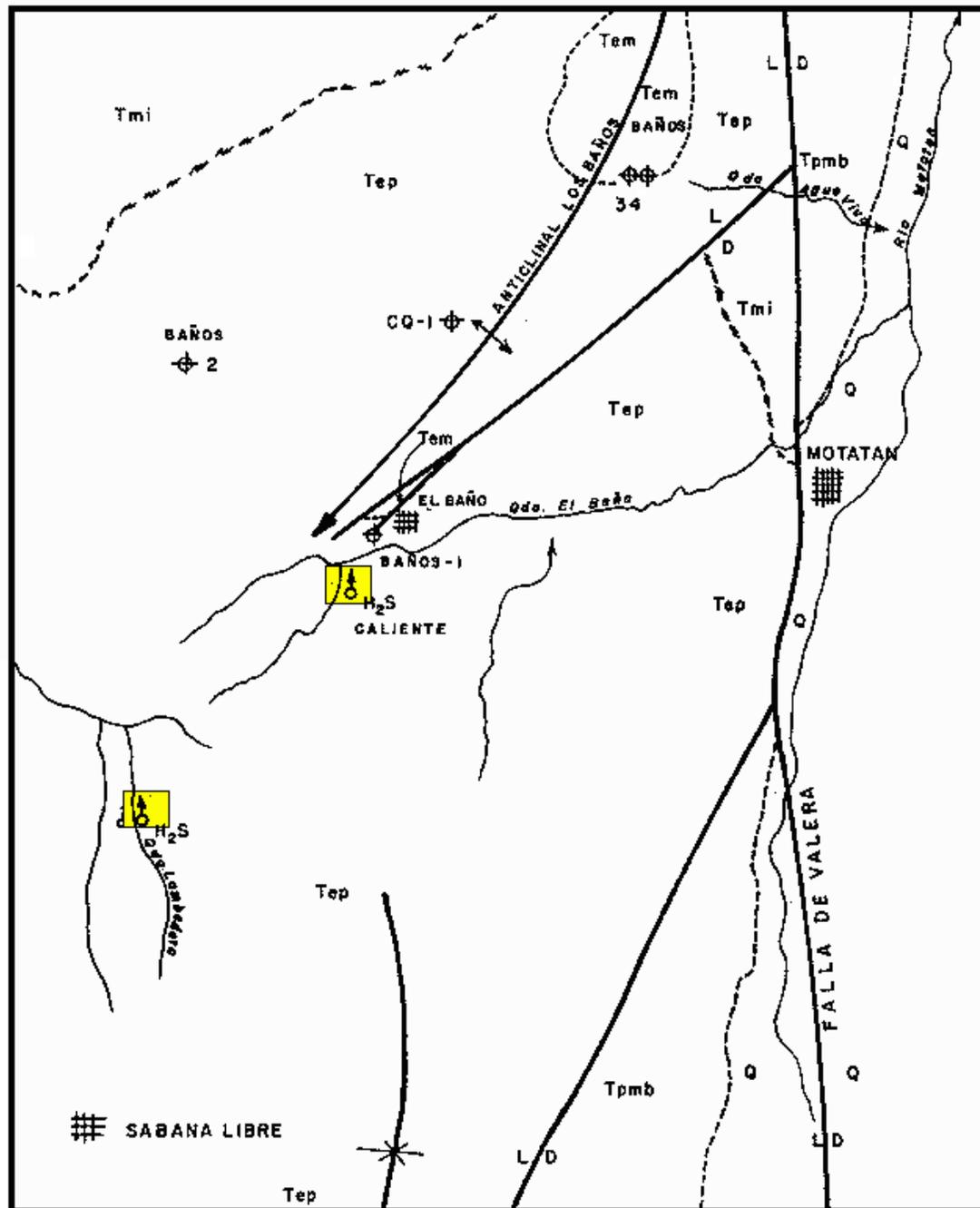
que oscilan los 60°C (en la figura 3.8, se observa una fuente de agua termal ubicada al este de la viciosa).

Por último, se han señalado dos fuentes de aguas calientes aledañas al caserío Paramito y el río Batey, en las Sabanas de Monay. Estas se localizan muy cerca de la traza de una falla con rumbo N50°E y 8 kilómetros de longitud.



**Figura 3.8.** Fuente de Aguas termales ubicadas al este de la Viciosa.

MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO Y UBICACION DE MANIFESTACIONES GEOTERMICAS



MAPA BASE: HOJA E-4-C, LAGOVEN S.A.

Q ALUVION  
 Tmi FORMACION ISNOTÚ, MIOCENO.  
 Tep FORMACION PAUJI, EOCENO.  
 Tem FORMACION MISOA, EOCENO.

----- CONTACTOS

Figura 3.9. Mapa Geológico simplificado y ubicación de manifestaciones geotérmica para la zona estudio.  
 (Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela, 2008)

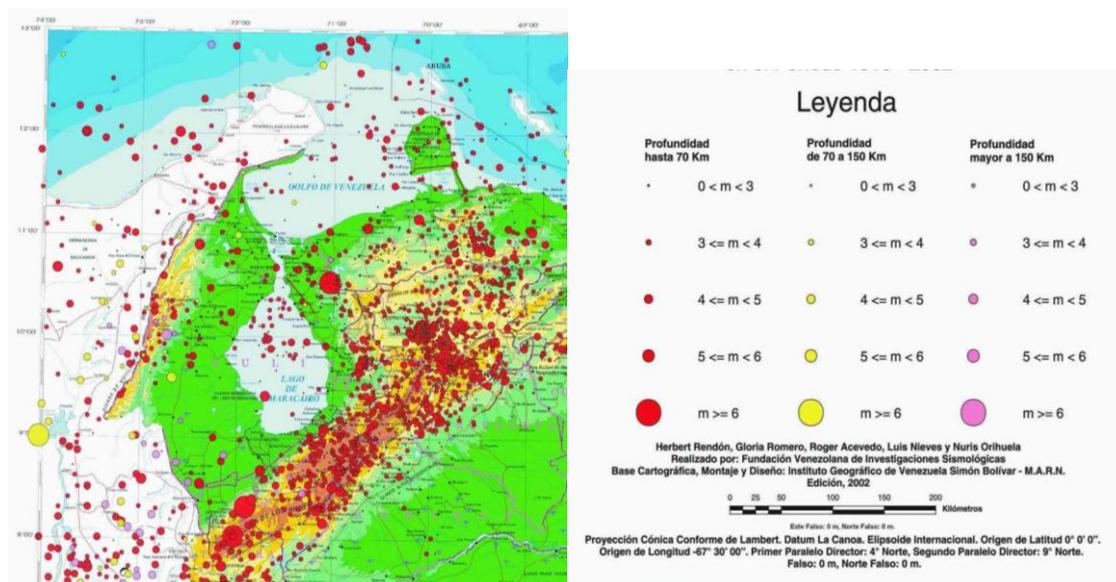
### 3.6 SISMICIDAD HISTÓRICA Y RIESGO GEOLÓGICO

El estudio histórico de los terremotos se ha convertido actualmente, en una disciplina que busca obtener un mayor conocimiento de estos, a fin de lograr la mejor catalogación o clasificación de los mismos.

Por otro lado, RODRÍGUEZ Y AUDEMARD (2003) exponen, basándose en ejemplos venezolanos, las diferentes circunstancias que han influido e influyen en la sobreestimación y limitación en el estudio e interpretación de sismos antiguos. Además, mencionan como tales circunstancias, les confieren poca credibilidad a los resultados y datos obtenidos y en todo caso, los sujeta a discusión.

En este sentido, ambos autores, luego de citar múltiples situaciones que han tenido lugar en la historia sísmica de Venezuela, reconocen la dificultad que representa el separar en esquemas rígidos los factores limitantes y las sobreestimaciones encontradas, debido a que en ciertos casos, se superponen unos a otros.

Por otro parte, es importante considerar, que en la realización de un estudio neotectónico resulta útil conocer la sismicidad histórica de la región ya que la sismicidad instrumental (ver Fig. 3.10), a pesar de aportar información sobre la actividad sísmica y su magnitud en un determinado lugar, no provee datos a cerca de la recurrencia de sismos.



**Figura 3.10.** Mapa de sismicidad instrumental con sismos de magnitud conocida en el período 1910-2002.

Tomado de Funvisis (2002)

Sin embargo, en la zona de trabajo no se tienen tales registros, motivo por el cual, en este escrito se presenta una tabla resumen (tabla 3.3) tomada de GRASES *et al.* (1999) con los eventos sísmicos más significativos ocurridos y/o sentidos en las ciudades más cercanas al área, (Trujillo, Valera y Carache) puesto que, probablemente tuvieron repercusión en la cuenca, pudiendo ocasionar algunos daños materiales o alarma en la población. Aunado esto, se expone una tabla tomada de SINGER *et al.* (1983) que compila los principales riesgos geológicos existentes en el área de interés (tabla 3.4).

**Tabla.3.3. Sismicidad histórica en la zona de estudio ( Modificado de Grases *et al.* 1999)**

<b>Año</b>	<b>Lugar</b>	<b>Fecha</b>	<b>Hora</b>	<b>Magnitud (mb/Ms)</b>	<b>Comentarios</b>
1604-1605	Trujillo				Gran temblor
1674	Trujillo	--/01	10 pm		Fuertes temblores. Se inundaron terrenos
1674	Trujillo	16/01	3:30 pm		Gran temblor. Iglesias casi totalmente destruidas
1674	Trujillo	16/01	9 pm		Fuerte temblor
1674	Trujillo	23/01			Fuerte temblor. Gran cantidad de casas agrietadas y colapsadas
1775	Trujillo, Santa Ana	26/12	5:45 am		Ruido temblor. Hizo estragos, causando daños considerables a iglesias
1801	Trujillo, Boconó	--/12			Fuerte temblor. Se hundieron casas y algunas iglesias sufrieron daños considerables
1812	Trujillo				Ligero temblor. Pocos daños
1812	Santa Ana	24/04	11 pm		Fuerte terremoto
1867	Trujillo	07/01	3:30		Temblor en trujillo
1881	Trujillo	10/01	4 am		Temblor en Trujillo
1883	Trujillo	17/03	7:55 am		Fuerte temblor, se sintió en Boconó y pueblos vecinos
1886	Trujillo	29/09	2:20 am		Fuertes temblores. Causaron estragos en viviendas
1886	Trujillo	08/10			Fuerte temblor
1886	Trujillo	18/10	Noche		Tres temblores seguidos de una fuerte tempestad
1886	Trujillo	29/10	2 am		Fuerte temblor
1886	Trujillo	--/11			Dos temblores
1886	Trujillo, Lara y Mérida	13/12			Fuertes temblores
1887	Trujillo	07/01	3:30 pm		Temblor con fuerte ruido subterráneo
1888	Valera	17/11			Fuertes temblores

Tabla 3.3. *Continuación.*

<b>Año</b>	<b>Lugar</b>	<b>Fecha</b>	<b>Hora</b>	<b>Magnitud (mb/Ms)</b>	<b>Comentarios</b>
1889	Trujillo	10/01	3 am		Temblor
1891	Trujillo	10/07	2:25 pm		Temblor
1894	Carache				Fuerte temblor. Algunas edificaciones afectadas
1894	Trujillo				Múltiples casa afectadas
1894	Carache	04/11	10 am		Temblor
1894	Carache, Trujillo	04/11	12:45 pm		Temblor. Algunas casas afectadas y otras colapsaron
1894	Trujillo / Boconó	04/11	6 pm		Fuerte Temblor
1910	Trujillo	04/08	8:15 am		Fuerte temblor
1914	Trujillo y Boconó	10/07	4 am		Fuerte temblor
1929	Trujillo	29/01	9:25 pm		Fuerte temblor
1931	Trujillo	05/04	4 am		Fuerte temblor
1931	Trujillo	05/04	4:16 am		Fuerte temblor
1931	Trujillo	05/04	4:30 am		Fuerte temblor
1931	Trujillo	07/06	8 am		Fuerte temblor
1932	Trujillo	19/05	2:30 pm		Fuerte temblor
1933	Estados Táchira, Mérida y Trujillo	04/11	12 am		Temblor
1934	Trujillo	28/07	1:10 pm		Temblor
1934	Trujillo	13/11	9:35 pm		Fuerte temblor
1935	Trujillo	10/12	1:15 am		Fuerte temblor
1942	Trujillo	08/09	6:15 pm		Fuerte sismo
1947	Trujillo	04/10	5:30 p.m.		Dos sismos
1950	Carache	12/08	6:30 a.m.		Fuerte temblor
1956	Trujillo	10/06	8 p.m.		Ligero movimiento sísmico

Tabla 3.3. *Continuación.*

<b>Año</b>	<b>Lugar</b>	<b>Fecha</b>	<b>Hora</b>	<b>Magnitud (mb/Ms)</b>	<b>Comentarios</b>
1958	Trujillo	12/11	1:40 am	4,4	Temblor sentido
1958	Trujillo	13/11	4:30 a.m.	4,5	Rápido y fuerte temblor de unos 5 segundos
1960	Carache	20/10	6:12 a.m.	10,63	Sismo sentido
1961	Trujillo	16/06	10:32 a.m.	6	Sismo sentido
1961	Trujillo / Valera	04/09	11:55 a.m.		Temblor de poca duración
1965	Valera y el estado Trujillo	19/07	12: 15 a.m.	5,3	Tres movimientos sísmicos intensos. Viviendas y edificaciones afectadas
1967	Trujillo	07/12	8:17	4,3	Temblor sentido
1968	Trujillo	12/11	7:26 a.m.		Temblor sentido
1968	Trujillo	17/11	12:16 p.m.	5,8	Temblor sentido
1968	Trujillo	16/11	8:30 p.m.		Temblor sentido
1972	Valera	30/06	9:05 p.m.	4,1	Fuerte temblor
1974	Valera	20/09	10:48 a.m.	4,7	Temblor que alarmó a la población
1975		05/10			Sismo sentido en el área de Valera, Trujillo, el Tocuyo y Lagunillas
1977	Trujillo	11/12	12:20 p.m.	5,5	Temblor
1989	Estado Trujillo	21/03	7:36 p.m.	3,9	Temblor
1990	Valera	14/05	11:24 p.m.	4,5	Temblor
1993	Trujillo / Boconó	16/03	12:44 p.m.	4,5	Temblor
1993	Trujillo	06/06		5,0	Fuerte temblor
1996	Trujillo	14/11	Noche	3,6	Sismo de mediana intensidad

**Tabla 3.4. Riesgo geológico para la zona de estudio (Tomado de Singer *et al.* 1983).**

Principales eventos asociados a riesgos geológicos (fenómenos gravitacionales): A<sub>1</sub>: Deslizamientos, derrumbes, caídas de rocas; A<sub>2</sub>: Aludes de tierra y peñas, arrastres torrenciales; A<sub>3</sub>: Represamiento de ríos por obstrucción lateral, flujos de descarga en ríos y quebradas represadas.

LOCALIZACIÓN DEL RIESGO			NATURALEZA DEL RIESGO				EFECTOS DEL RIESGO		
Sitio natural o poblado	Localidad cercana Más grande	Fecha de ocurrencia	Identificación		Vínculo con la sismicidad				Daños Materiales
			Genérica	Específica	a	b	c	d	
?	Trujillo	?/01/1674	A <sub>3</sub>	Represamientos de ríos y flujos de descarga	x				
Santa ana ?	Trujillo	26/03/1812	A <sub>1</sub>	Deslizamiento	x				Deslizamiento de toda una población
Quebrada Vistarú	Carache	<1911	A <sub>2</sub>	Arrastres torrenciales				x	
Quebrada Vistarú	Carache	23?/3/1923	A <sub>2</sub>	Arrastres torrenciales				x	Viviendas destruidas
Río Monaicito (puente)	?	1927	A <sub>2</sub>	Arrastres torrenciales					Destrucción del puente sobre el Monaicito
Entre el puente Gómez sobre el río Carache y San José de Japaz	San José de Japaz	1938 ó 1941 ?	A <sub>1</sub>	Deslizamiento	x				
" El Fundillo"(sic) (= El Hundillo, El Hundido)	Santa Ana de Trujillo	1942/1980	A <sub>1</sub>	Deslizamiento				x	Destrucciones periódicas de viviendas
Timitiris	Valera	22/05/1979	A <sub>2</sub>	Arrastres torrenciales				x	
La Plazuela	Trujillo	19/10/1979	A <sub>1</sub>	Deslizamiento				x	Daños en el acceso al puente sobre el Río Jiménez
Quebrada las Minas	Bolivia	< 1876	A <sub>1</sub>	Deslizamiento			x		
Cerro la Popa	Trujillo	04/01/1980	A <sub>1</sub>	Deslizamiento				x	Viviendas dañadas

## **4. ESTRATIGRAFÍA LOCAL**

En este capítulo serán caracterizadas, desde el punto de vista litológico, las diversas terrazas, conoterrazas, rampas y afloramientos de interés, distribuidos a lo largo de toda la cuenca.

En este sentido, las terrazas, conoterrazas y rampas, estarán discriminadas, desde las más antiguas representadas por  $Q_6$  correspondientes al Plioceno tardío, hasta la más recientes representadas por  $Q_0$  y pertenecientes al Holoceno. Sin embargo algunas de ellas, a pesar de corresponder a un mismo período de tiempo, exhiben a lo largo de la cuenca, variaciones en la litología y/o en el grado de meteorización de las rocas que las conforman.

Por tal motivo, la información será asociada y clasificada por similitud litológica, como terrazas fluviales al norte y al sur de la cuenca (la descripción litológica en detalle de las terrazas se puede ver en el anexo B). Además, se describen 7 secciones estratigráficas en las que afloran rocas pertenecientes a las formaciones Betijoque e Isnotú.

### **4.1. TERRAZAS FLUVIALES Y CONOTERRAZAS AL SUR DE LA CUENCA**

#### **4.1.1. Generalidades**

Comenzaremos por describir las terrazas y conoterrazas ubicadas al sur de la cuenca. Estas se localizan al oeste y este de la carretera Panamericana, específicamente en el Poblado de Puente Blanco y al oeste de Puente Blanco, así como en las márgenes del río Monaicito, en áreas aledañas a la población La Urbina (al sur y al norte del río Carache) y en las adyacencias de la quebrada Beticó, por el sector agrícola El Macollal, entre el límite con la zona sur y media de la cuenca (ver anexo 1-Mapa geológico de Monay y anexos 2, 3, 4-Perfiles topográficos, donde se muestra la ubicación de estas terrazas).

En este sentido, esta zona se halla enmarcada tanto al este como al oeste, por dos cauces naturales muy importantes en la zona, como lo son: la quebrada Beticó y la quebrada La Catalina, respectivamente.

La primera nace cerca del poblado La Catalina, (ver anexo 1) con una altura inferior a 900 metros. Es de régimen continuo y de trayectoria meandriforme (con algunos tramos rectos) desembocando así, en el Embalse de Agua Viva. La segunda, por lo general, presenta trayectoria meandriforme y su régimen de corriente es continuo, exceptuando los últimos tramos donde se hace intermitente y vierte sus aguas al mismo embalse.

En lo que respecta al río Monaicito, este nace a una altura inferior a los 1240 metros, posee trayectoria meandriforme y recoge las aguas de diversas quebradas (incluyendo la Beticó) hasta desembocar en el embalse.

A continuación, se presenta un resumen, de las principales características litológicas halladas en las terrazas de esta zona (desde las más viejas hasta la más recientes).

#### **4.1.2. Descripción Litológica**

##### **4.1.2.1. Terrazas de edad Q<sub>6</sub>**

Ubicada en las cercanías del poblado de Puente Blanco, consiste principalmente en un conglomerado de matriz limo-arenosa, de color fresco ocre-naranja que meteoriza a marrón claro (ver descripción litológica detallada de los cantos, en hoja 1 - Apéndice B).

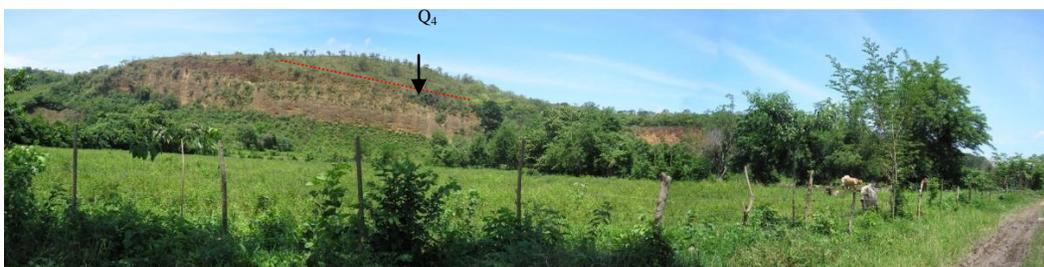
##### **4.1.2.2 Terrazas de edad Q<sub>5</sub>**

La única terraza descrita dentro la zona correspondiente a esta edad, se encuentra ubicada al oeste del Poblado de Puente Blanco, la cual mide 7 metros de espesor y está

constituida por conglomerado de matriz lutítica-limosa (ver descripción litológica detallada de los cantos, en hoja 1 - Apéndice B).

#### 4.1.2.3. Conoterrazas y Terrazas de edad $Q_4$

Las terrazas y conoterrazas correspondientes a esta edad, se localizan hacia el este del río Monaicito, al oeste del poblado de Puente Blanco y al sur del poblado El Tablón (ver Fig. 4.16).



**Figura 4.1.** Vista panorámica de la conoterraza de edad  $Q_4$  al sur de la población El Tablón. Orientación de la foto: S57°W.

Están constituidas por conglomerado de matriz limosa (en la terraza al oeste de Puente Blanco), aunque más hacia el norte, al este del río Monaicito, la matriz se torna lutítica y de color fresco marrón con tonalidades rojizas que altera a marrón claro y naranja. En general, toda la sección de terraza aflorante cerca del río Monaicito, está altamente meteorizada y tiene un alto contenido de matriz, razón por la cual, los cantos no son muy abundantes (ver descripción litológica detallada, en hoja 2- Apéndice B).

Por otra parte, la conoterraza ubicada hacia el sur del poblado El Tablón exhibe tres niveles litológicos conformados, de base a tope, por: (ver Fig. 4.17 y descripción litológica detallada de los cantos, en hoja 2 - Apéndice B).

Conglomerado de matriz limo-arenosa, con colores de meteorización marrón claro en la superficie y a mayor profundidad se torna ocre, hasta llegar a tonos ocre terroso.



**Figura 4.2.** Conglomerado de matriz limo-arenosa en la conterraza Q<sub>4</sub> al sur de El Tablón. Orientación de la foto: S57°W.

Por encima de ésta, se diferencia otra capa de conglomerado de matriz limosa de grano grueso y por último, se tiene una capa conglomerática similar a las anteriores.

#### 4.1.2.4. Terrazas de edad Q<sub>3</sub>

Estas terrazas se hallan en el poblado de Puente Blanco (ver Fig. 4.11), en los bordes del río Monaicito (ver Fig. 4.12 y 4.13), al oeste de Puente Blanco y al sur de la población Cenegote (ver Fig. 4.14). En su mayoría, están conformadas por :



**Figura 4.3.** Terraza de edad Q<sub>3</sub> localizada en el poblado de Puente Blanco.



**Figura 4.4.** Terraza de edad  $Q_3$  (señalada con la flecha) ubicada en los bordes del río Monaquito. Orientación de la foto:  $N30^{\circ}E$ .



**Figura 4.5.** Vista de la terraza de edad  $Q_3$  (señalada con la flecha) ubicada en los bordes del río Monaquito. Orientación de la foto:  $N65^{\circ}W$ .



**Figura 4.6.** Tope de la terraza de edad  $Q_3$  al Sur de Cenegote.

conglomerado de matriz limosa, de color fresco que varía entre marrón claro y gris claro y color meteorizado ocre-rojizo (ver Fig. 4.15 y descripción litológica detallada en hoja 3-Apéndice B). Sin embargo, la terraza descrita al oeste de Puente Blanco, presenta adicionalmente, una capa de limolita (hacia su tope) de color fresco gris claro que altera a amarillo, ocre y naranja y mide en total 1,54 metros de espesor. En el sector de Puente Blanco, la terraza llega a alcanzar los 7 metros de espesor.



**Figura 4.7.** Conglomerado de matriz limosa con color meteorizado ocre rojizo, presente en la terraza de edad  $Q_3$  ubicada al sur del poblado de Puente Blanco.

Por otro lado se observa que la terraza localizada al sur de Cenegote (ver Fig. 4.14) consta de un conglomerado de matriz limo arenosa de color meteorizado marrón rojizo, con composición similar al observado en las terrazas mencionadas con anterioridad.

#### 4.1.2.5. Terrazas de edad $Q_2$

Las terrazas correspondientes a esta edad se ubican en las riberas del río Monaicito, en el poblado de la Urbina y cerca del caserío Los Cardones (rampa). En ellas se destacan tres niveles litológicos:

En primer lugar y hacia el tope de la secuencia de la terraza ubicada en el río Monaicito, se tiene una capa delgada de lutita de 90 cm de espesor, de color fresco marrón y ocre oscuro que altera a marrón y ocre claro.

Infrayacente a ésta, se encuentra una capa de conglomerado de 55 cm de espesor

Hacia la base de esta secuencia está constituida por un conglomerado granodecreciente de cantos pequeños. Este conglomerado tiene un espesor de 4 metros aproximadamente y una matriz que meteoriza a beige y gris claro (ver descripción litológica detallada en hoja 4- Apéndice B).

Por otra parte, la terraza del río Monaicito ubicada en el sector de los Llanos de Monay, (en el corte de carretera, ver Figs. 4.5 y 4.6) experimenta un cambio de facies e incluso muestra evidencias de caolinitización.



**Figura 4.8.** Terraza de edad  $Q_2$  en el río Monaicito, ubicada en los Llanos de Monay .Orientación de la foto:  $N62^\circ E$



**Figura 4.9.** Vista panorámica de la terraza de edad  $Q_2$  del río Monaicito, ubicada en Los Llanos de Monay. Orientación de la foto  $N62^\circ E$ .

De esta manera, se distingue una capa de arenisca con cuarzo y moscovita, de color meteorizado marrón claro y amarillo, la cual se acuña dentro de un conglomerado de matriz

arenosa de color fresco beige que altera a marrón-ocre-amarillo (ver descripción litológica detallada en hoja 4- Apéndice B). Además, hacia el tope de esta arena, se observa una delgada capa de limolita laminada de color fresco gris claro (ver figura 4.7).



**Figura 4.10.** Niveles litológicos de la terraza de edad  $Q_2$  en el río Monaicito. De base a tope se observa: arenisca marrón-amarillo y conglomerado de matriz arenosa. (nótese en el tope de la arenisca, una delgada capa de limo de color gris claro o blanco). Orientación de la foto:  $N62^\circ E$ .

Por otra parte, vale la pena mencionar que este conglomerado posee varios lentes de arenisca con las mismas características que la descrita anteriormente, pero muestra una granulometría más fina hacia el tope.

En otro orden de ideas, en el poblado de la Urbina y en Los Cardones esta misma terraza está conformada por conglomerado de matriz arena-limosa de color fresco beige que altera a marrón, rojo y naranja claro (ver Figs. 4.8-4.10). Los cantos de la matriz son de cuarzo y fragmentos de roca gris (ver descripción litológica detallada, en hoja 6- Apéndice B).



**Figura 4.11.** Terraza de edad  $Q_2$  ubicada hacia el sur de la población la Urbina.



**Figura 4.12.** Terraza de edad  $Q_2$  ubicada hacia el norte de la población La Urbina.



**Figura 4.13.** Rampa de edad  $Q_2$ , ubicada en los Cardones, al sur del río Carache. Orientación de la foto:  $N55^\circ W$ .

#### 4.1.2.6. Terrazas de edad $Q_1$

Se localizan en las cercanías al poblado La Urbina (ver Fig. 4.1) y en los márgenes de la quebrada Beticó, por el sector El Macollal (ver Fig. 4.2-4.3). Su espesor aparente es de aproximadamente tres metros (en La Urbina). En ambos sitios se distinguen tres niveles de terrazas, con las siguientes características litológicas (ver descripción litológica detallada en la hoja 5- Apéndice B).



**Figura 4.14. (a-b).** Terraza de edad  $Q_1$  ubicada cerca del poblado La Urbina, por el río Carache. Orientación de la fotos: a)  $N10^\circ W$  y b)  $S20^\circ W$ .



**Figura 4.15.** Terraza de edad  $Q_1$ , ubicada en la quebrada Beticó (sector El Macollal). Orientación de la foto:  $N70^\circ E$ .



**Figura 4.16.** Vista panorámica de la terraza de edad  $Q_1$ , en la quebrada Beticó (sector el Macollal). Orientación de la foto:  $N70^\circ E$ .

En primer lugar, hacia la base de la terraza ubicada en la Urbina y en el tope de la terraza ubicada en el sector El Macollal, se destaca un conglomerado de matriz arenolimoso, de color fresco marrón-gris que altera a ocre y marrón claro (ver Fig. 4.4). Esta matriz es de grano medio a fino y está compuesta por fragmentos de esquisto marrón muy meteorizado, cuarzo y algunos cantos de cuarcita



**Figura 4.17.** Niveles litológicos observados en la terraza  $Q_1$  de la quebrada Beticó, (sector El Macollal). De base a tope se tiene: arenisca conglomerática, arenisca limosa y conglomerado de matriz arena-limosa. Orientación de la foto: N70°E.

Por otro lado y como se mencionó antes, en estas mismas terrazas se observa un segundo nivel conformado por arenisca limosa de grano fino, de color marrón oscuro con tonos rojizos. Hacia la quebrada Beticó, (capa 2, de tope a base) dicho nivel tiene forma lenticular y su máximo espesor es de 80 cm.

Suprayacente a esta capa, se observa una capa de limolita de color fresco gris que altera a marrón rojizo, además de un lente de conglomerado.

Por último, la terraza estudiada en Macollal, presentó un nivel (en su base) de 1,50 metros de espesor, constituido por arenisca conglomerática, de color fresco marrón, con forma tabular. Igualmente, la terraza ubicada en la Urbina posee un tercer nivel conglomerático hacia el tope.

## **4.2. TERRAZAS FLUVIALES Y RAMPAS AL NORTE DE LA CUENCA**

### **4.2.1. Generalidades**

Las terrazas fluviales y rampas ubicadas al norte de la cuenca de estudio, se localizan en: el Sector de las Tres Matas; en el margen este del río Jirajara, a nivel del puente sobre la carretera panamericana vía Agua Viva y en el poblado de Paradero (en las cercanías al río Derecho). De igual forma, se estudiaron rampas ubicadas hacia el noroeste de la zona, situadas específicamente en la población de Valerita.

Más al sur se tienen las terrazas de la Quebrada Timiache y las que actualmente se encuentran dentro de las instalaciones de la Empresa Cemento Andino, ubicada en las Llanadas de Monay, así como las ubicadas dentro de la Sociedad UNIMIN de Venezuela, localizada en el Caserío Santa Rosa de Monay (ver anexo 1-Mapa geológico de Monay y anexo 5 y 6-Perfiles topográficos, donde se muestra la ubicación de estas terrazas).

Por otra parte, la quebrada Timiache, se caracteriza por presentar un régimen de corriente intermitente, tiene trayectoria meandriforme y desemboca en el río Carache.

En cuanto al río Jirajara, es importante mencionar que éste posee trayectoria meandriforme y un régimen de corriente continua que desemboca en el embalse de Agua Viva.

A continuación, se mencionan las principales características litológicas de las terrazas presentes en esta zona.

### **4.2.2. Descripción Litológica**

#### **4.2.2.1. Rampas de edad Q<sub>5</sub>**

La única terraza descrita correspondiente a esta edad, se sitúa al borde de la carretera Panamericana, vía Valerita, específicamente dentro de la Finca Doña Catalina. Está

constituida por un conglomerado de matriz lutítica limosa, cuyo color fresco no se pudo apreciar. (ver Fig. 4.26 y descripción litológica detallada en hoja 6 – Apéndice B).



**Figura 4.18.** Rampa de edad Q<sub>5</sub> situada en la Finca Doña Catalina, Valerita.

#### 4.2.2.2. Rampas de edad Q<sub>4</sub>

Ubicadas en los bordes de la carretera Panamericana, vía al poblado de Valerita, están constituidas por conglomerado de matriz limosa de color fresco gris (ver Fig. 4.25 y descripción litológica detallada en hoja 7 – Apéndice B).



**Figura 4.19.** Vista panorámica de la rampa de edad Q<sub>4</sub> ubicada en las cercanías a Valerita. Orientación de la foto: N65°E.

#### 4.2.2.3. Terrazas y rampas de edad Q<sub>3</sub>

Se localizan en la quebrada Timiache (ver Fig. 4.21), en la carretera panamericana, vía Valerita (ver Fig. 4.22) y más al norte de la cuenca, en la población Paradero (por Río Derecho, ver Fig. 4.23).



**Figura 4.20.** Conglomerado de matriz limo-arenosa, perteneciente a la terraza de edad Q<sub>3</sub>, en La quebrada Timiache.



**Figura 4.21.** Vista panorámica de la rampa de edad Q<sub>3</sub> ubicada en la carretera Panamericana, vía Valerita (el nivel inferior corresponde a la rampa Q<sub>3</sub>, al lado la rampa de edad Q<sub>4</sub>). Orientación de la foto: N65°E.



**Figura 4.22.** Rampa de edad  $Q_3$  en el poblado de Paradero (por río Derecho). Orientación de la foto:  $S70^\circ E$ .

En este sentido, se nota que en los dos últimos sitios referidos, predomina como litología el conglomerado de matriz lutítica-limosa de color meteorizado rojo, ocre y naranja, mientras que hacia la quebrada Timiache la matriz cambia y se torna limo-arenosa. (ver Fig. 4.24 y descripción litológica detallada en hoja 7 – Apéndice B)



**Figura 4.23.** Conglomerado con colores de alteración rojo, ocre y naranja perteneciente a la rampa de edad  $Q_3$ , ubicada en las adyacencias de Valerita. Orientación de la foto:  $S40^\circ E$ .

#### 4.2.2.4. Terrazas y rampas de edad $Q_2$

Las terrazas correspondientes a este nivel se localizan dentro de las instalaciones de Cemento Andino, hacia el corte transversal (al este) del río Jirajara (ver Fig. 4.19), al pie del

cerro Mogotón y en el poblado de Valerita, específicamente en áreas próximas a la Hacienda La Valerita. (ver Fig. 4.20).

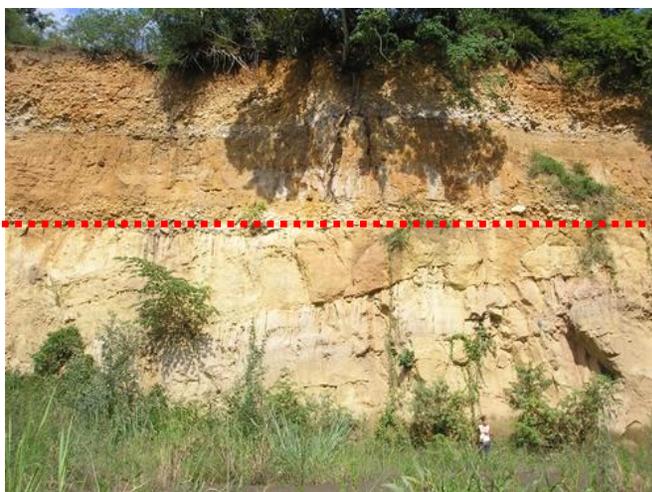
Corresponden con conglomerados de matriz arenosa, de grano medio a grueso, con cuarzo, fragmentos de roca esquistosa y cuarcita. Su matriz tiene color fresco beige claro y marrón claro que altera a ocre y marrón.

Sin embargo, en Valerita y en las Llanadas de Monay (Cemento Andino), el conglomerado estudiado presenta una variación en cuanto a la matriz, siendo ésta lutítica, de color fresco gris que altera a gris y pardo (ver descripción litológica detallada en hoja 8 – Apéndice B).

Además, vale la pena destacar que la terraza ubicada a orillas del río Jirajara, se diferencia por presentar tres capas litológicas.

Así, de tope a base, se tiene el conglomerado de matriz arenosa, antes señalado, seguido de una capa lutítica marrón claro que altera a ocre y gris, con bandas verticales meteorizadas de color rojizo. En el nivel base, nuevamente se aprecia un conglomerado de características litológicas muy similares al observado en tope de la secuencia (ver descripción litológica detallada en hoja 8 – Apéndice B).

a)



**Figura 4.24(a-b).** Terrazas de edad  $Q_2$  en las orillas del río Jirajara. Nótese la discordancia entre la Formación Isnotú y la terraza de esta edad. Orientación de la foto: N85°W.

b)



**Figura 4.24(a-b).** Terraza de edad  $Q_2$  en las orillas del río Jirajara. Nótese la discordancia entre la Formación Isnotú y la terraza. Orientación de la foto:  $N85^\circ W$ .



**Figura 4.25.** Vista panorámica de la rampa de edad  $Q_2$  (denotada con la flecha negra) ubicada en Valerita (nótese los niveles superiores de rampas locales de edad  $Q_5$ , denotados con la flecha roja). Orientación de la foto: N-S.

#### 4.2.2.5. Terrazas de edad $Q_1$

Las terrazas correspondientes a esta edad se localizan en los márgenes de la Quebrada Timiache, en el sector de las Tres Matas (ver Fig. 4.18) y dentro de las instalaciones de UNIMIN y están conformadas litológicamente por un conglomerado de matriz arenosa (en los dos primeros lugares) y de matriz limo-arenosa (en UNIMIN), cuyo color fresco, es por lo general gris claro o blanquecino, exceptuando la terraza localizada en los márgenes de la Quebrada Timiache, en donde ésta se torna marrón claro. El color de meteorización

predominante es marrón o pardo (ver descripción litológica detallada de los cantos, en hoja 9 - Apéndice B).



**Figura 4.26.** Terraza de edad  $Q_1$  ubicada en el sector de las Tres Matas. Orientación de la foto: E-W.

No obstante, en el sector de Las Tres Matas, se distingue otra capa de roca. En este sentido, la capa superior es la conglomerática (en esta zona los cantos son de color blanco) midiendo 1,40 metros de espesor y por debajo de ésta, se tiene una capa de limolita arenosa, de color fresco gris y colores de alteración a pardo claro y mide 1,75 metros de espesor.

### 4.3. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Como se mencionó al principio de este capítulo, durante la fase de campo se realizó el levantamiento geológico de 7 secciones estratigráficas correspondientes a las formaciones Betijoque e Isnotú correspondientes al Pleistoceno. A continuación se menciona la descripción litológica detallada para cada una, siguiendo un orden antihorario comenzado por el extremo sureste de la cuenca (ver Figs. 4.27 y anexo 1- Mapa geológico de Monay).

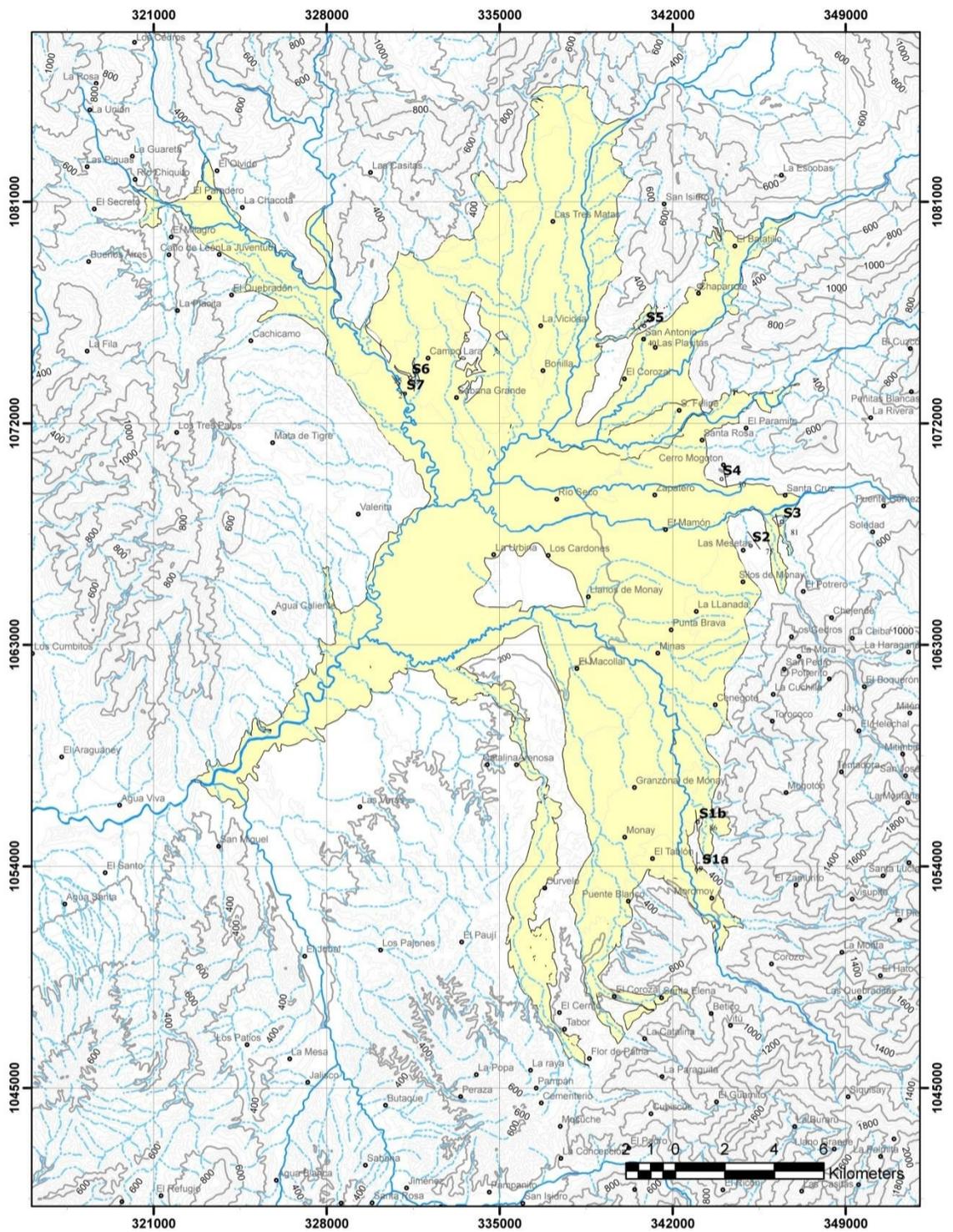


Figura 4.27. Mapa de ubicación de secciones estratigráficas en la cuenca de Monay.

### 4.3.1. Sección Estratigráfica 1 (S1a)

Esta sección estratigráfica (ver Fig. 4.28) aflora en una loma alargada de orientación N-S, situada al este del poblado El Tablón, corresponde en edad a la Formación Betijoque y está constituida, de base a tope, por la siguiente litología:



**Figura 4.28.** Vista panorámica de la sección estratigráfica I. Orientación de la foto: E-W.

Conglomerado de matriz limo arcillosa, de color fresco marrón claro que altera a marrón ocre y rojizo. No se observaron cantos grandes, pero sí medios de 11 cm de largo por 8 cm de ancho y cantos pequeños de 1,5 cm de largo x 2 cm de ancho aproximadamente.

Los primeros son de arenisca parda, con abundante moscovita en cristales pequeños y posee además, una capa de óxido. Aunado a esto, hay cantos de arenisca conglomerática, alterada, por lo cual no se pudo apreciar su contenido mineralógico y también se observan algunos fragmentos de conglomerado de grano fino con color de meteorización rojizo, cuyos clastos de menor tamaño, están constituidos por cuarzo y fragmentos de esquisto alterado de color crema y rojo. De igual manera, se observaron clastos de arenisca blanca cuarzosa de grano medio.

Los cantos pequeños, generalmente son de cuarcita de color blanco, con zonas de alteración naranja. Aparte, se notan areniscas cuarzosas de grano grueso, con cortes de alteración de color rojo; otras areniscas muy parecidas a estas tienen también bandas rojas concéntricas por debajo de la capa endurecida y de igual forma, se aprecia arenisca

conglomerática cuarzosa con cemento de óxido y minerales negros muy pequeños que no pudieron ser determinados, pero se sabe que muestran brillo metálico.

Suprayacente a esta capa y en contacto transicional, se aprecia otro conglomerado de clastos finos y de matriz limo-arenosa de color fresco marrón rojizo que altera a gris y marrón. La forma de esta capa es tabular y tiene una orientación N3°E 65°W.

Su composición mineralógica consta de cuarzo, fragmentos de arenisca gris y esquisto gris. La mayoría de los cantos son grises, presentan costra externa endurecida por óxido y son sub-angulosos, sub-redondeados y mal escogidos.

Por otra parte, esta capa tiene láminas de estratificación gradada y presenta hacia el tope laminaciones de lutita de 10 cm de espesor aproximadamente y hacia la base, exhibe niveles conglomeráticos más gruesos.

Por encima y en contacto abrupto se distingue una fina capa de lutita de 50 cm de espesor, de color fresco gris que altera a marrón rojizo y ocre, con actitud N3°E 65°W. La superficie de contacto entre esta capa y la anterior es ondulada.

Arriba de esta capa, en contacto transicional, se observa un limo arenoso de 40 cm de espesor, de color fresco gris que altera a rojo, pardo, naranja y gris oscuro. La forma de esta capa es tabular y esta seguida de una capa de lutita de color gris claro con zonas de óxido color rojo. Esta última, mide 1,68 metros de espesor y tiene la misma orientación que las capas anteriores.

Luego, se presenta una capa de arenisca muy delgada (30 cm), altamente meteorizada con colores gris-rojizo, tiene forma tabular y presenta estratificación flaser (lentes de lutita en arenisca) hacia su parte media.

Igualmente, la capa se encuentra plegada en forma ondulada, debido a que reposa sobre material más fino, en este caso, lutita.

Por otra parte, se evidenciaron huellas de carga en los lentes de lutita y laminaciones de la misma hacia la base de la capa.

Por encima de ésta y en contacto transicional, se tiene una capa tabular de limolita arenosa. Mide 80 cm de espesor y es de color fresco gris claro que altera a marrón ocre y amarillo. Tiene una orientación N3°E 65°W.

En secuencia le sigue una capa de arenisca conglomerática, un conglomerado y una limolita con cantos de cuarcita.

En primer lugar, la capa de arenisca conglomerática es delgada (33 cm de espesor), de forma lenticular, está muy meteorizada por lo que exhibe colores gris-rojizo. Por su parte, el conglomerado de 2,15 metros, tiene matriz limo-arenosa con colores de meteorización marrón rojizo.

A nivel general, sus cantos son de cuarcita blanca con bandas de óxido, de esquisto con cuarzo, muy alterado de color rojo-morado y de arenisca con granos grandes de cuarzo, muy meteorizada con tonalidades rojizas.

La limolita, de dos metros de espesor, tiene forma lenticular y es de color gris claro que altera a naranja y marrón claro (ver Fig. 4.29).



**Figura 4.29.** Limolita de color fresco gris claro que altera a naranja y marrón claro, perteneciente a la sección estratigráfica S1a. Orientación de la foto: E-W

Arriba de ásto, se aprecia una capa conglomerática delgada de 64 cm de espesor, con cantos de esquisto que meteorizan a gris oscuro, de cuarcita y de cuarzo.

Luego, se distingue una lutita de color fresco gris, color meteorizado rojo y con niveles de óxido de igual color. Su espesor es de 3,35 metros en la parte más gruesa.

Además, suprayacente a esta lutita, se observa en contacto abrupto, una capa tabular de conglomerado de matriz arenosa, de color marrón claro y crema que altera a rojo y ocre, con costra superficial gris y manchas rojas.

La capa mide en total 53 cm de espesor y tiene una orientación N-S 65°E. Adicional a esto, presenta gran cantidad de matriz de arena fina con algunos cantos gruesos. Los cantos tienen por lo general de 3 a 4 cm y presentan colores de alteración marrón claro y naranja. Están compuestos de arenisca cuarzosa conglomerática, con cemento de óxido de color fresco crema y color de alteración naranja. Se observan, también cantos de cuarcita blanca grisácea y arenisca cuarzosa gris claro.

Por encima, destaca una capa lenticular de lutita limosa de 25cm de espesor, de color fresco gris claro y color meteorizado marrón claro con tonalidades amarillas. Luego, se tiene una limolita arcillosa de color fresco marrón claro que altera a marrón, ocre y rojizo.

Dicha limolita muy delgada, tiene 30 cm de espesor, y granos un poco más gruesos que los observados en la capa anterior.

Suprayacente, se aprecia un conglomerado de matriz arenosa de color gris, con zonas alteradas por el óxido. En esta capa de 7,5 metros de espesor, se distinguen tres niveles litológicos. El primero consta de cantos de arenisca cuarzosa gris claro y cantos pequeños de esquisto y cuarcita. El segundo está representado por un conglomerado de grano fino granocreciente, de matriz arenosa fina, con tonalidades rojizas en su parte interna y gris verdoso en su parte externa. Este conglomerado está constituido por fragmentos pequeños de esquisto pardo que meteoriza a blanco, cantos de cuarzo y de cuarcita. El último nivel corresponde a una arenisca conglomerática, principalmente cuarzosa, con diaclasas rellenas de óxido y cantos grandes de cuarcita. Presenta color de meteorización gris oscuro con tonalidades rojizas.

La granulometría de la capa aumenta hacia el tope, apreciándose en primer lugar un conglomerado de cantos pequeños y en segundo lugar uno de cantos grandes (de 3 a 4 cm). Hacia el tope la meteorización es más marcada y más rojiza.

Seguidamente se tiene una capa de lutita con forma tabular de 1,85 metros de espesor, de color gris claro que altera a amarillo ocre con tonos rojizos. Posee laminaciones en la parte superior e inferior y tiene forma ondulada al igual que las capas duras inferiores.

La capa inmediatamente superior está constituida por una lutita de 5,60 metros, similar a la infrayacente. Sin embargo, tiene forma lenticular, presenta una capa externa de color blanco grisáceo y una granulometría más gruesa hacia el tope. (ver Fig. 4.30).



**Figura 4.30.** Lutita (de forma lenticular) de color fresco gris que altera a rojo, perteneciente a la sección estratigráfica I. Orientación de la foto: E-W.

Luego, se observa una capa conglomerática de 1,50 metros de espesor de color fresco marrón claro y color meteorizado gris oscuro con bandas de óxido. Tiene rumbo N12°E y buzamiento de 72°N. En ésta, los cantos más notorios son de arenisca conglomerática de grano grueso, de cuarcita blanca “lechosa” y de fragmentos grandes de arenisca cuarzosa.

Le sigue una capa de lutita de 9,30 metros muy similar a la última, pero con color meteorizado naranja, y lentes de arenisca beige claro, muy meteorizada, alterando a rojo y gris oscuro, con composición mineralógica de cuarzo y tamaño de grano fino.

Por último y para completar la secuencia (ver Fig. 4.31), se tiene un conglomerado de grano fino de 4,40 metros de espesor, donde predominan los cantos de cuarcita y esquisto oscuro.



### 4.3.2. Sección Estratigráfica 2

Esta sección estratigráfica perteneciente a la Formación Betijoque, se ubica en un saque de material, situado en localidad de las Mesetas, (cerca a la quebrada Timiache), al sur de la carretera Panamericana (ver Fig. 4.33) y en ella se distinguen varias capas, ordenadas de base a tope de la siguiente manera:



**Figura 4.33.** Vista panorámica de la sección estratigráfica 2. Orientación de la foto: E-W.

Lente de lutita arenosa, de color fresco gris que altera a marrón rojizo. Tiene un espesor de 25 cm y posee hacia la base una granulometría más gruesa y superficies oxidadas.

Suprayacente, se halla una capa conglomerática de matriz arenosa, con cuarzo. Posee cantos grandes de arenisca, con abundante cuarzo y arenisca endurecida de color blanco que altera a marrón claro.

Los cantos medios son de: Arenisca gris que altera a ocre-rojizo, de grano fino; de arenisca conglomerática cuarzosa de color gris y de arenisca muy compacta de color gris. Sus cantos pequeños también son de la misma arenisca conglomerática cuarzosa de los cantos medios. Esta capa tiene un espesor de aproximadamente 5,46 metros.

Suprayacente, se tiene una lutita de color marrón grisáceo que altera a gris y marrón, con un espesor de 2,40 metros.

Seguidamente, se tiene una capa de conglomerado con las mismas características que la anterior y con un espesor de 5,40 metros. Luego, se aprecia una capa de arenisca subvertical con moscovita y granos de cuarzo. Tiene forma ondulada, presenta rizaduras y está muy alterada por el óxido. Mide 12 cm de espesor (ver Fig. 4.34).



**Figura 4.34.** Capa de arenisca ondulada subvertical seguida de un conglomerado de matriz arenosa, presentes en la sección estratigráfica 2. Orientación de la foto: E-W.

Por encima de esta capa, se destaca una arenisca friable, con cuarzo, de color fresco blanco grisáceo que altera a marrón. Posee niveles endurecidos por el óxido y se encuentra deformada, posiblemente por liberación de líquido al momento de su formación. Tiene un espesor de 1,02 metros.

Arriba de esto, se presenta un conglomerado de matriz limosa de color fresco gris que altera a marrón ocre, con cantos grandes de 13,5 cm de largo y 24 cm de ancho, entre estos se observan: Areniscas compactas con cuarzo, de color fresco gris que altera a ocre y con algunas laminaciones.

Sus cantos medios (12 cm x 8 cm) son de: arenisca de grano fino con contactos muy oxidados entre los granos; arenisca calcárea con cuarzo, de grano fino, con manchas internas de óxido y costra externa blanco grisáceo y arenisca cuarzosa con bandas de óxido y laminaciones.

Finalmente, sus cantos pequeños, de 1cm de largo y 1,5 cm de ancho, constan de: Arenisca conglomerática, de color fresco blanco grisáceo, con cuarzo, moscovita, (hacia el centro de los cantos) minerales oxidados y arenisca muy compacta con color fresco gris.

En esta capa, principalmente hacia el tope, se observan costras endurecidas por el óxido.

Le sigue una capa de conglomerado de matriz limosa, de color fresco gris que altera a marrón y ocre claro. Tiene una orientación N35°W 75°S y un espesor de aproximadamente 18 metros.

Sus cantos grandes de 20 cm de largo y 14,5 cm de ancho son mayoritariamente de arenisca muy compacta, con cuarzo y contactos oxidados entre granos.

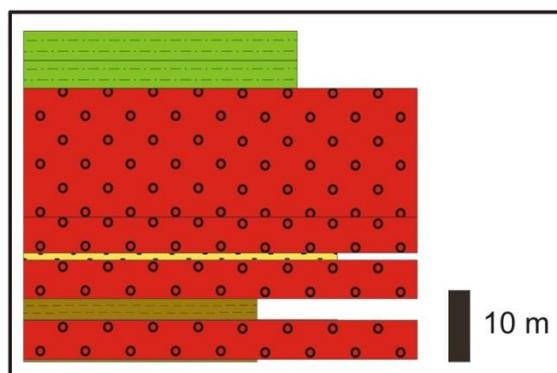
Los cantos medios miden 14,5 cm de largo por 12 cm de ancho. Están constituidos por arenisca cuarzosa, con color interno crema y rojo claro, con cavidades grandes rellenas de óxido y posible cemento de carbonato. También hay cantos medianos de arenisca conglomerática cuarzosa.

En cuanto a los cantos pequeños (1 cm x 1,5 cm) se tienen: arenisca cuarzosa con moscovita, de grano fino, con contactos oxidados entre granos de color naranja claro; arenisca calcárea de color gris con tamaño de grano medio y arenisca gris claro con clastos grandes de cuarzo.

Por otro lado, dentro de esta capa, se distingue un lente de arenisca conglomerática, friable, cuyo contenido mineralógico es de cuarzo y de clastos oxidados de color rojizo.

Superior y en contacto transicional, se tiene una limolita de color fresco marrón claro que altera a marrón rojizo. Tiene forma tabular y un espesor 3,90 metros. En ella se perciben laminaciones, al igual que en la anterior y zonas de alteración o meteorización de color gris. Hacia el tope de la secuencia se observa una Limolita gris claro que altera a gris blanquecino y naranja. Tiene forma tabular y un espesor de 4,10 metros.

Por último, toda la secuencia anterior ya descrita (ver Fig. 4.35), se repite nuevamente a lo largo de todo el afloramiento.



**Figura 4.35.** Columna representativa de la sección estratigráfica 2.

### 4.3.3. Sección Estratigráfica 3

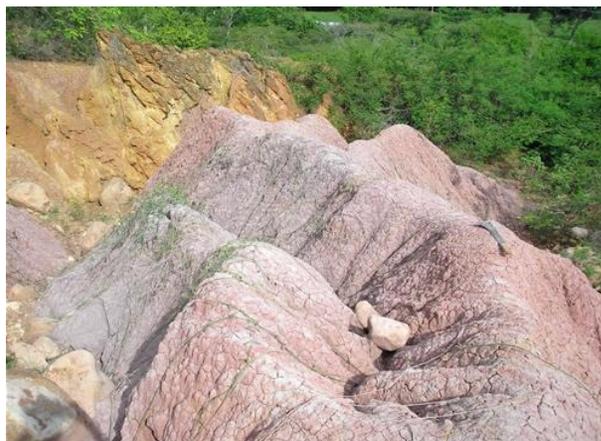
Este afloramiento, correspondiente a la Formación Isnotú, se ubica en un cerro al noreste del poblado Las Mesetas, (ver Fig. 4.36) y presenta la siguiente secuencia litológica (de base a tope):



**Figura 4.36.** Vista panorámica de la sección estratigráfica 3. Orientación de la foto: N8°W.

En primer lugar, se distingue una capa de arenisca de color fresco crema que altera a ocre claro, con tamaño de grano fino a medio. Está finamente laminada, es algo friable y su contenido mineralógico consiste en cuarzo, moscovita y minerales negros de forma cúbica (ver Fig. 4.38).

Suprayacente y en contacto abrupto, encontramos otra capa de lutita de igual color. Sin embargo, ésta muestra aspecto abigarrado, con colores de meteorización gris claro, rojizo y morado (ver Fig. 4.37). Seguidamente, se observa de nuevo la lutita hallada en la primera capa. Por último, se tiene una capa de lutita de color fresco gris que altera a marrón.

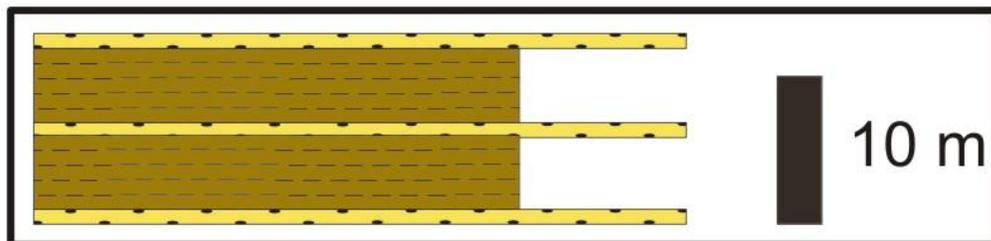


**Figura 4.37.** Lutita abigarrada presente en la sección estratigráfica 3.



**Figura 4.38.** Arenisca de color fresco crema que altera a ocre claro presente en la sección estratigráfica 3.

En definitiva, este afloramiento consiste en una intercalación de lutita abigarrada (capa 2) y la arenisca anteriormente descrita (ver Fig 4.39), cuyos espesores no se pudieron determinar.



**Figura 4.39.** Columna representativa de la sección estratigráfica 3.

#### 4.3.4. Sección Estratigráfica 4 - Cerro Mogotón

La secuencia estratigráfica observada en este cerro corresponde a la Formación Betijoque (ver Figs. 4.40 a 4.42 ) y es, de base a tope, la siguiente:

Lutita limosa muy delgada, cuyo espesor no se pudo determinar.

Suprayacente, se observa un Conglomerado de matriz arena-limosa, de color oscuro marrón oscuro-negro, con forma ondulada en su parte superior y por encima de esta capa, se observa una capa muy delgada de arenisca cuarzosa de color fresco crema claro que

altera a rojo y pardo, de grano grueso, muy mal escogida, con fragmentos de color gris oscuro, capa externa de igual color y algunos granos de minerales oxidados.



**Figura 4.40.** Vista panorámica del cerro Mogotón. Orientación de la foto: N60°E.

Le sigue una capa conglomerática de matriz arenosa de grano fino a grueso, mal escogida y con cuarzo. Entre sus cantos grandes (25 cm x 17 cm) destacan areniscas muy compactas de color gris claro que alteran a marrón, con costra endurecida marrón ocre, además de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, con cemento y minerales oxidados.

Por otra parte, resaltan cantos medios de 13 cm de largo por 8 cm de ancho, constituidos por: Arenisca blanca calcárea, con moscovita, minerales alterados y con borde de cemento de sílice que crece hacia el núcleo del canto; arenisca compacta, con cuarzo, moscovita, tiene colores de alteración naranja-pardo y costra externa endurecida; arenisca compacta de color gris que altera a rojo, con banda de calcita, óxido, costra endurecida de color marrón claro.

Los cantos pequeños son de: Cuarcita de color blanco grisáceo que altera a ocre claro; arenisca cuarzosa de color gris claro con cemento de óxido y minerales alterados de color naranja, con costra externa endurecida de color ocre y otras de color blanco y pardo.

Por encima de ésta y en contacto abrupto se halla una capa de lutita limosa de color fresco gris claro que altera a marrón y gris, con un espesor de 6,60 metros.

Seguida de esta capa, se encuentra una arenisca cuarzosa, de 1,75 metros de espesor, de color fresco crema claro que altera a rojo y pardo, de grano grueso, muy mal escogida, con fragmentos de color gris oscuro, capa externa de igual color y algunos granos de minerales

oxidados. La granulometría de esta capa aumenta hacia el tope y en el medio de ella se observa un nivel conglomerático de 20 cm de espesor aproximadamente.

Posteriormente, se tiene un conglomerado de matriz arenosa de grano fino a grueso, mal escogida y con cuarzo. Esta capa tiene un espesor de 5,30 metros.

Suprayacente, le sigue una capa de lutita limosa de aspecto abigarrado y de color fresco gris medio que altera a marrón claro y gris claro. Tiene un espesor de 17,14 metros.

Luego, se distingue una intercalación entre el conglomerado de la primera capa de la secuencia y el conglomerado de matriz lutítica arenosa correspondiente a la cuarta capa, de aproximadamente 4 metros de espesor.

Por encima de esto y en contacto abrupto, se observa una capa de lutita limosa de 65 cm de espesor, con forma ondulada hacia el tope. Su color fresco es gris, alterando a pardo y blanco con tonalidades grises.

Luego, se distingue una capa de conglomerado de matriz lutítica arenosa de color gris, con granos gruesos de cuarzo. Tiene un espesor de 4,67 metros.

Sus cantos grandes (21 cm x 16 cm) son de arenisca conglomerática con cuarzo y minerales negros, con cemento de óxido color naranja y con capa externa endurecida color gris claro y de arenisca cuarzosa gris, de grano grueso, con bandas de óxido de color marrón con tonalidades rojizas y con costra externa marrón ocre.

Por su parte, los cantos medios, miden 12,5 cm de largo por 11,5 cm de ancho. Entre ellos tenemos: Cuarcita de color blanco grisáceo con planos de foliación oxidados color ocre, que probablemente se originan por la presencia de moscovita muy alterada de color negro y dorado; arenisca beige cuarzosa con moscovita, de grano medio y con capa externa endurecida por óxido de color ocre. Por último, se observa arenisca cuarzosa con moscovita, algo caolinitizada.

En cuanto a los cantos pequeños (1 cm x 2 cm) se puede decir, que están constituidos por areniscas con características iguales o muy similares a las descritas anteriormente.

Encima de esto y en contacto transicional, se aprecia una intercalación de lentes de arenisca y el conglomerado ya descrito. La orientación de esta capa es  $N10^{\circ}W 50^{\circ}S$  y tiene un espesor máximo de aproximadamente 9,70 metros.

Suprayacente a esta capa, se tiene un conglomerado muy similar, de 3,70 metros de espesor, pero a diferencia del anterior, éste último posee lentes de arena con cuarzo, de color fresco beige claro que miden 90cm de espesor.

Por último y hacia el tope de la secuencia, se tiene un conglomerado de matriz arena-limosa, de color meteorizado marrón oscuro y negro (ver figura 4.41). Tiene un espesor de 4,20 metros, una forma ondulada en su parte superior y una orientación  $N10^{\circ}W 60^{\circ}S$ .



**Figura 4.41.** Conglomerado de matriz limosa, con colores de alteración marrón y negro, presente en el Cerro Mogotón. Orientación de la foto:  $N60^{\circ}E$

Los cantos grandes de 28 cm de largo por 15 cm de ancho son, en general, de arenisca cuarzosa moscovítica, de color fresco beige que meteoriza a pardo con tonalidades rojizas, tiene tamaño de grano fino y está muy alterada por el óxido. De igual forma, se destacan areniscas compactas o de empaquetamiento apretado, de color fresco beige claro con algunos minerales oxidados y aureola interna irregular de color pardo oscuro con tonos naranjas.



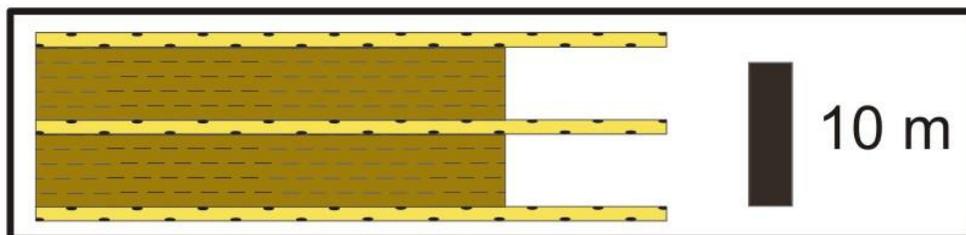
formación Isnotú y esta consta, en líneas generales, de una intercalación de areniscas (algunas con estratificación cruzada) y lutitas (ver Fig. 4.43 y 4.44) e igualmente se observa, una delgada capa conglomerática en el tope (ver Fig. 4.45).



**Figura 4.43.** Arenisca aflorante en la sección estratigráfica 5. Orientación de la foto: N40°E.



**Figura 4.44.** Rampa detrítica de edad Q<sub>5</sub> en el tope de la sección 5.



**Figura 4.45.** Columna representativa de la sección estratigráfica 5.

### 4.3.6. Sección Estratigráfica 6

Este afloramiento se ubica al este de la población de Sabana Grande (ver Fig. 4.46), pertenece a la Formación Isnotú y está conformado por la siguiente secuencia estratigráfica, de base a tope (ver Fig. 4.47 y 4.48):



**Figura 4.46.** Vista panorámica de la sección estratigráfica 6. Orientación de la foto: N-S.

Lutita de color fresco gris que altera a morado claro y pardo, con 1,65 metros de espesor. Esta capa tiene forma tabular y laminaciones oxidadas.

Suprayacente, se tiene una capa de limolita arenosa con 2,66 metros de espesor y forma tabular. Tiene lentes de arenisca cuarzosa finamente laminada, de color gris medio y matriz muy oxidada.

Hacia el tope de la misma, se observa una fina capa de conglomerado de matriz limosa muy meteorizada de color rojo fuerte. Sus cantos son, por lo general, de arenisca cuarzosa marrón, muy alterada externamente y con presencia de minerales altamente oxidados.

A esta capa le sigue una lutita de color gris claro que altera a pardo, blanco grisáceo y rojo claro. Tiene forma tabular y una orientación N5°E 35°N.

Su espesor es de 1,38 metros. Hacia el tope muestra niveles de óxido y hacia el centro contiene lentes de minerales oscuros (negros), rojizos y marrones.

Luego, se aprecia un conglomerado de matriz lutítica arenosa, de color crema y colores de meteorización ocre, naranja y rojo claro. Tiene forma tabular y un espesor de 2,70 metros.

Los cantos más grandes son generalmente de conglomerado con clastos grandes de cuarzo, moscovita, con contactos oxidados entre granos y costra externa de color marrón claro y ocre; cuarcita blanca brillante con capa externa de color marrón-naranja y arenisca cuarzosa de grano fino, con moscovita y algunos minerales altamente meteorizados y muy oxidados.

Por otro lado, se distinguen cantos medios de esquisto tan alterado, que no se puede reconocer el contenido mineralógico. Por su parte, los cantos pequeños son de arenisca gris de grano fino, con cuarzo, moscovita, minerales alterados de color rojizo y costra externa de igual color.

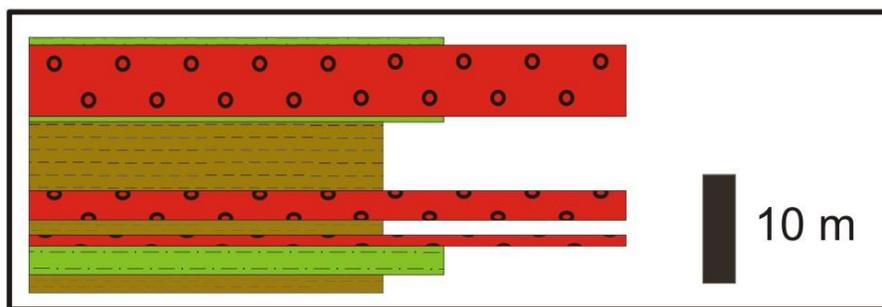
Encima de esta capa, se observa una lutita de 6,32 metros de espesor, color fresco marrón claro con colores de meteorización ocre, gris claro y pardo claro, muy endurecida y alterada por el óxido seguida de una limolita marrón claro, que altera a gris claro y pardo e igualmente tiene zonas endurecidas por óxido. Mide aproximadamente 52 cm de espesor.

Posteriormente, se observa una capa de conglomerado de matriz limo-arenosa de color fresco gris que altera a pardo, marrón claro, gris y morado, de igual composición mineralógica que el descrito anteriormente. Esta capa tiene un espesor de 6,58 metros.

Por último, hacia el tope de la secuencia se distingue una capa de limolita de 70 cm de espesor, color marrón claro que altera a gris claro y pardo.



**Figura 4.47.** Secuencia estratigráfica 6. (nótese la lutita base de tonalidades moradas y en el tope la capa conglomerática que altera a pardo, marrón claro, gris y morado). Orientación de la foto: N-S.



**Figura 4.48.** Columna representativa de la sección estratigráfica 6.

#### 4.3.7. Sección Estratigráfica 7- Río Jirajara

Ubicada a orillas del río Jirajara, específicamente en su margen este, a la altura de su intersección con la carretera que conduce a Agua Viva, corresponde a una sección de la formación Isnotú y está conformada de base a tope por la siguiente litología (ver Fig. 4.49 y 4.50):

Lutita gris claro que altera a gris con tonalidades pardas y rojizas debido a la presencia de óxido.

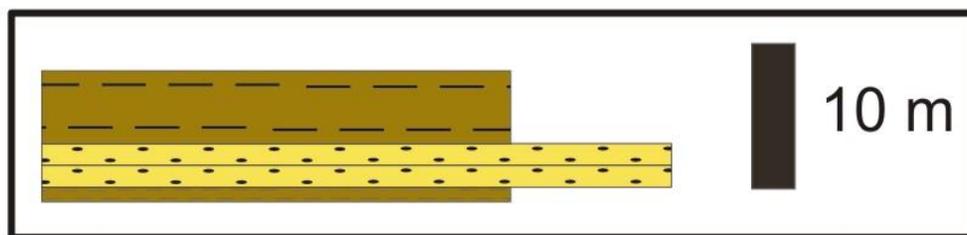
Por encima, se halla una capa de arenisca friable, color fresco pardo claro que meteoriza a gris con bandeamientos color ocre. Tiene tamaño de grano grueso y contenido mineralógico de cuarzo y fragmentos de roca.

Suprayacente y en contacto transicional, se tiene una arenisca gris claro que altera a crema, de grano fino, forma tabular y contenido mineralógico de cuarzo y moscovita, seguida de otra capa de lutita, de color fresco gris claro que altera a pardo claro. Presenta laminaciones y pequeñas bandas de óxido color naranja y tiene una orientación N32°W 27°N.

Por último, se observa una capa de Lutita laminada, de aproximadamente 5 metros de espesor, de color fresco pardo claro que altera a ocre con tonos rojizos, con bandas del mismo color y otras pardo-amarillo. Por encima de esta capa, se observan lentes de limolita arenosa y lateralmente se aprecia una fase conglomerática.



**Figura 4.49.** Afloramiento en las orillas del río Jirajara. Nótese el tope truncado discordantemente por la terraza de edad Q<sub>2</sub>. Orientación de la foto: N85°W.



**Figura 4.50.** Columna representativa de la sección estratigráfica 7.

#### **4.4. PALEONTOLOGÍA**

Las rocas que conforman las terrazas fluviales y las secuencias estratigráficas anteriormente descritas, no presentaron fósiles. De la misma forma, en la literatura tampoco hay reportes relevantes de contenido faunal para las formaciones Betijoque e Isnotú, exceptuando algunos restos de plantas y foraminíferos observados en sus respectivas localidades tipo.

#### **4.5. ANÁLISIS AMBIENTAL**

Con base en la geomorfología y litología presente en la zona de estudio y tomando en cuenta los aspectos formales de las unidades litológicas, el ambiente sedimentario para la cuenca es, en líneas generales, continental de carácter fluvial.

Así se tiene, que debido a los contrastes abruptos de pendiente, en combinación con los cambios en la posición y el tamaño del cauce de los ríos, las zonas de piedemonte ubicadas principalmente al sur de la cuenca, están rellenas por depósitos característicos de conos aluviales tales como capas de arenas y grava.

Se sabe, que los ríos que dan origen a estos abanicos poseen un patrón de corriente anastomosado o entrelazado y transportan gran cantidad de sedimentos procedentes de las montañas o altos morfológicos hasta cauces menos confinados o más estrechos, donde la caída súbita de la velocidad hace que la corriente libere rápidamente su carga sedimentaria, en una acumulación con forma de cono o abanico (GUTIÉRREZ, 2004).

En tal sentido, hacia el sur y la parte media de la cuenca se puede observar este patrón de drenaje, el cual resulta de grandes fluctuaciones en el flujo del curso y en los sedimentos que éste acarrea. Como ejemplo de estas corrientes, se tiene el tramo sur del río Monaicito flanqueado por abanicos y más al norte por llanuras aluviales.

Por otro lado, es importante acotar que dentro de la zona de estudio también se distinguen patrones de corrientes meándricas y sus facies características: barras de meandros y meandros abandonados (lago de media luna). Un ejemplo claro de esto, se aprecia al norte de la cuenca, específicamente en el tramo sur del río Jirajara.

Finalmente, las llanuras aluviales (ver Fig. 4.51) abarcan la mayor parte de la cuenca y bordean muchas corrientes principales, tales como los ríos: Monaicito, Carache, Jirajara, entre otros. Éstas no son más que superficies llanas o valles que contienen un cauce y que pueden ser inundadas ante una eventual crecida del mismo.



**Figura 4.51.** Ambiente sedimentario de Llanura aluvial en la cuenca de estudio.

Están constituidas principalmente por arenas y gravas gruesas depositadas originalmente como barras de meandros, luego de la desviación lateral de éstos por el suelo del valle; aunque igualmente presentan sedimentos más finos como limos y arcillas, los cuales son transportados por los ríos durante la etapa de inundación.

## 5. FISIOGRAFÍA LOCAL

El presente capítulo tiene como finalidad establecer la organización general del relieve existente en la cuenca de Monay, a fin de elaborar un análisis descriptivo del mismo.

Para la realización de este objetivo, la cuenca de estudio fue dividida en varias unidades topográficas distintas entre sí, tomando en cuenta para ello, las formas elementales y la tipificación del relieve presente en cada una (ver Figs. 5.1, 5.2 y 5.3).

A continuación se expone una descripción general de las unidades referidas, seguida de una caracterización detallada por orden de importancia o extensión de área ocupada dentro de la zona de estudio.

### **- Descripción general de las unidades topográficas**

A manera general, se puede decir que los valles y las montañas destacan como las unidades dominantes dentro del relieve de la cuenca (ver Fig. 5.2 y 5.3). En cuanto a la Unidad de Valles Aterrazados (UDVA), ésta se divide a grosso modo en valles amplios aterrazados y valles estrechos aterrazados.

Por su parte, la Unidad de Montaña (UDM) consta de 3 zonas bien diferenciadas entre sí: La primera (UDM z-1) conformada por valles y por montañas anchas de crestas agudas; la segunda (UDM z-2) constituida por montañas largas, valles y depresiones; y la tercera (UDM z-3) integrada por montañas, valles, colinas piemontinas alargadas y depresiones intramontinas.

Por último, se distinguen tres unidades más, que en comparación con las anteriores abarcan un área menor en la cuenca, éstas son las siguientes: Unidad de Lomas Bajas, (UDLB) dentro de la cual destacan macizos constituidos por lomas bajas, lomas alargadas de crestas agudas y lomas aisladas redondeadas; Unidad de Lomas Altas (UDLA) compuesta por lomas en de cúspides agudas, valles y lomas en forma de herradura y finalmente ocupando una extensión aún más reducida, se tiene la Unidad De Cuestas (UDC).

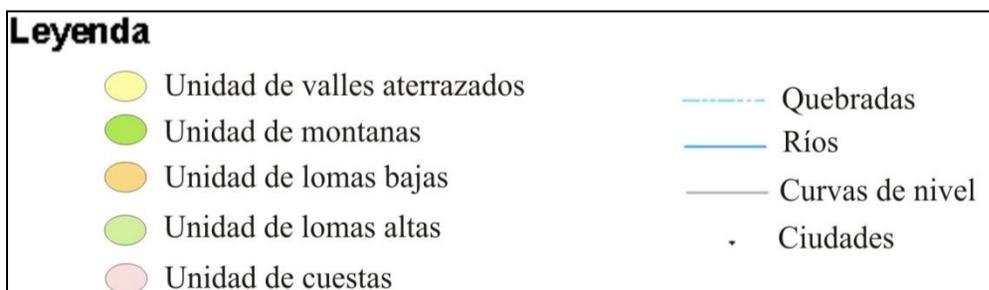
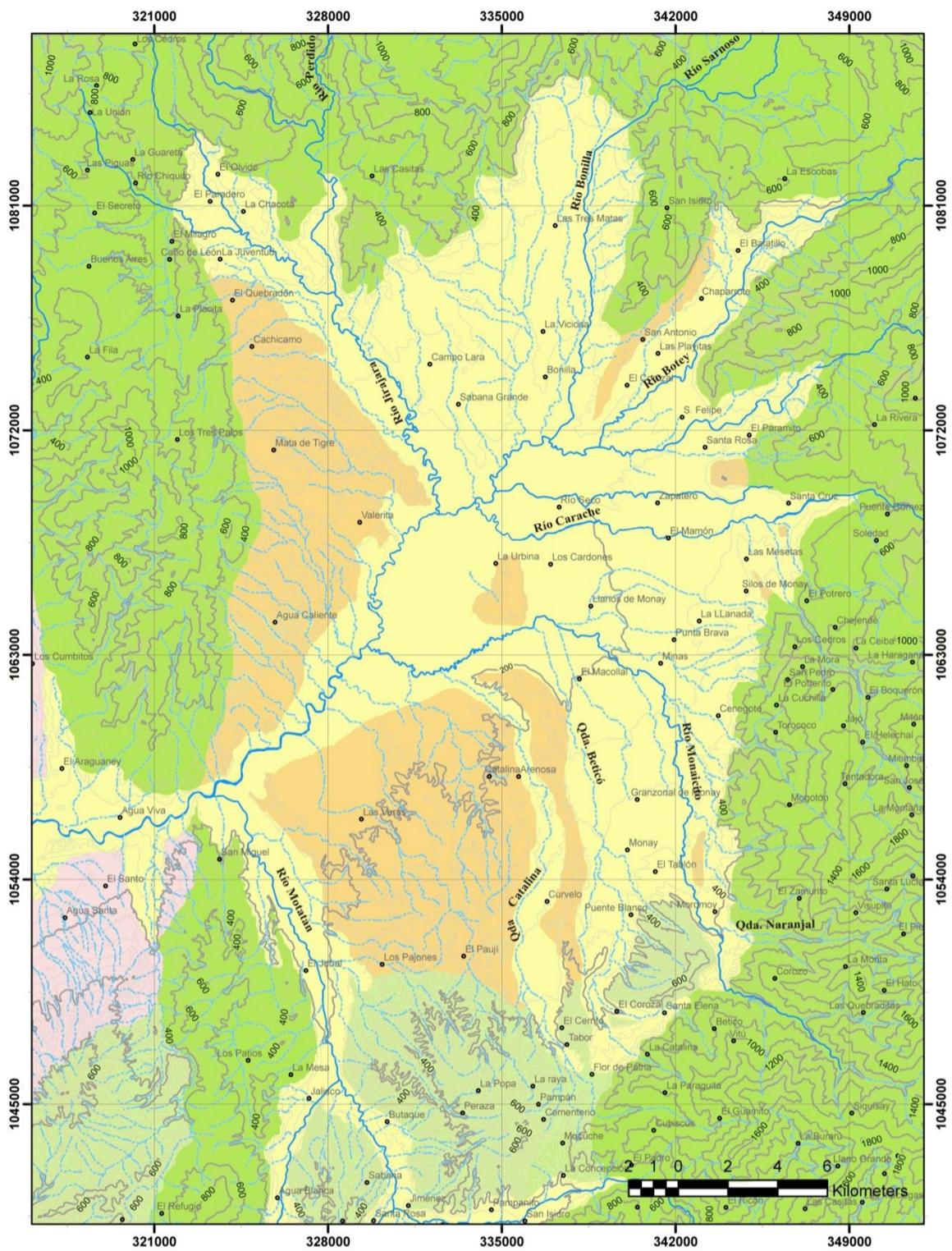


Figura 5.1. Mapa de unidades topográficas de la cuenca de Monay.

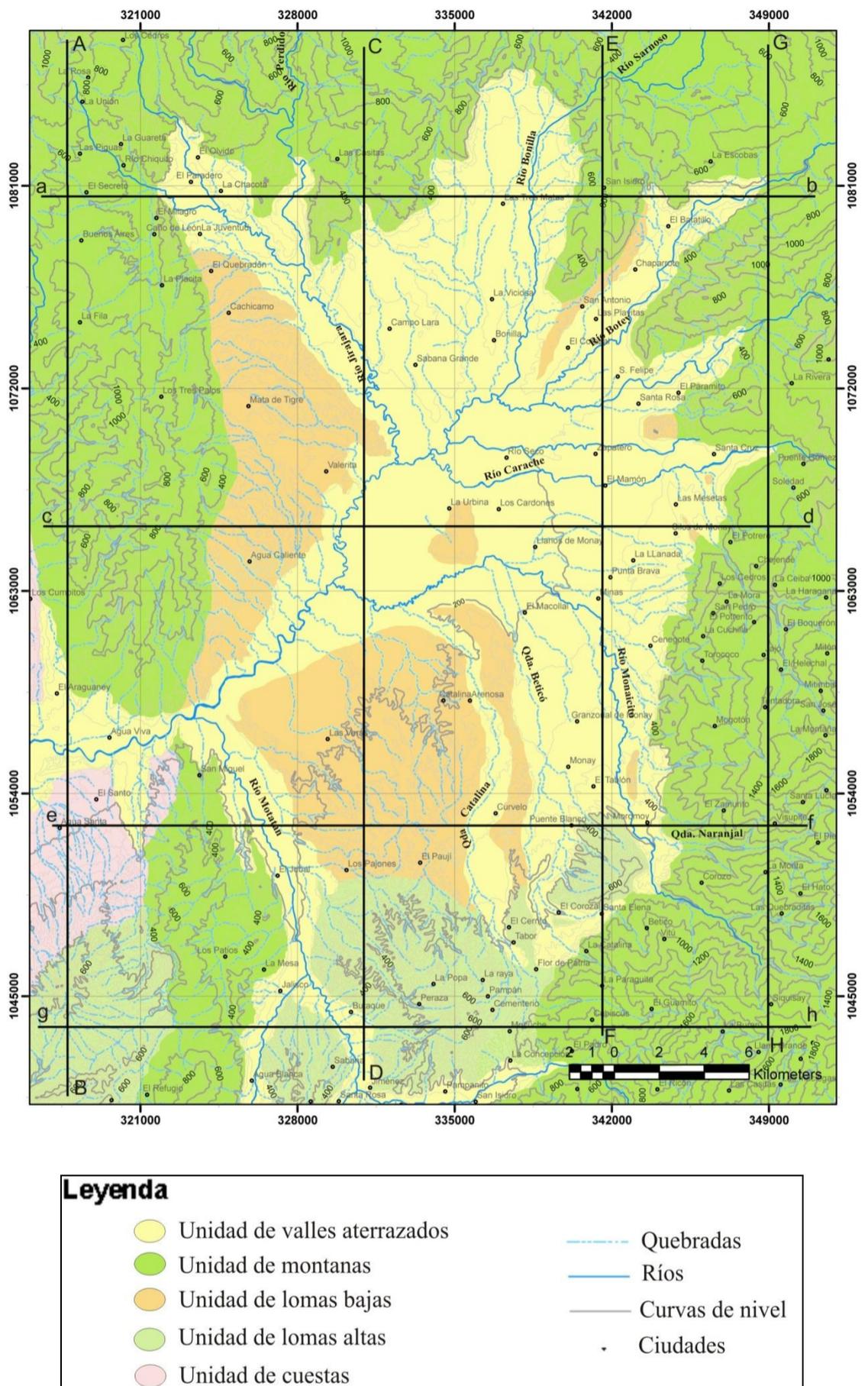


Figura 5.2. Mapa de unidades donde se muestran los perfiles topográficos trazados sobre la cuenca de Monay.

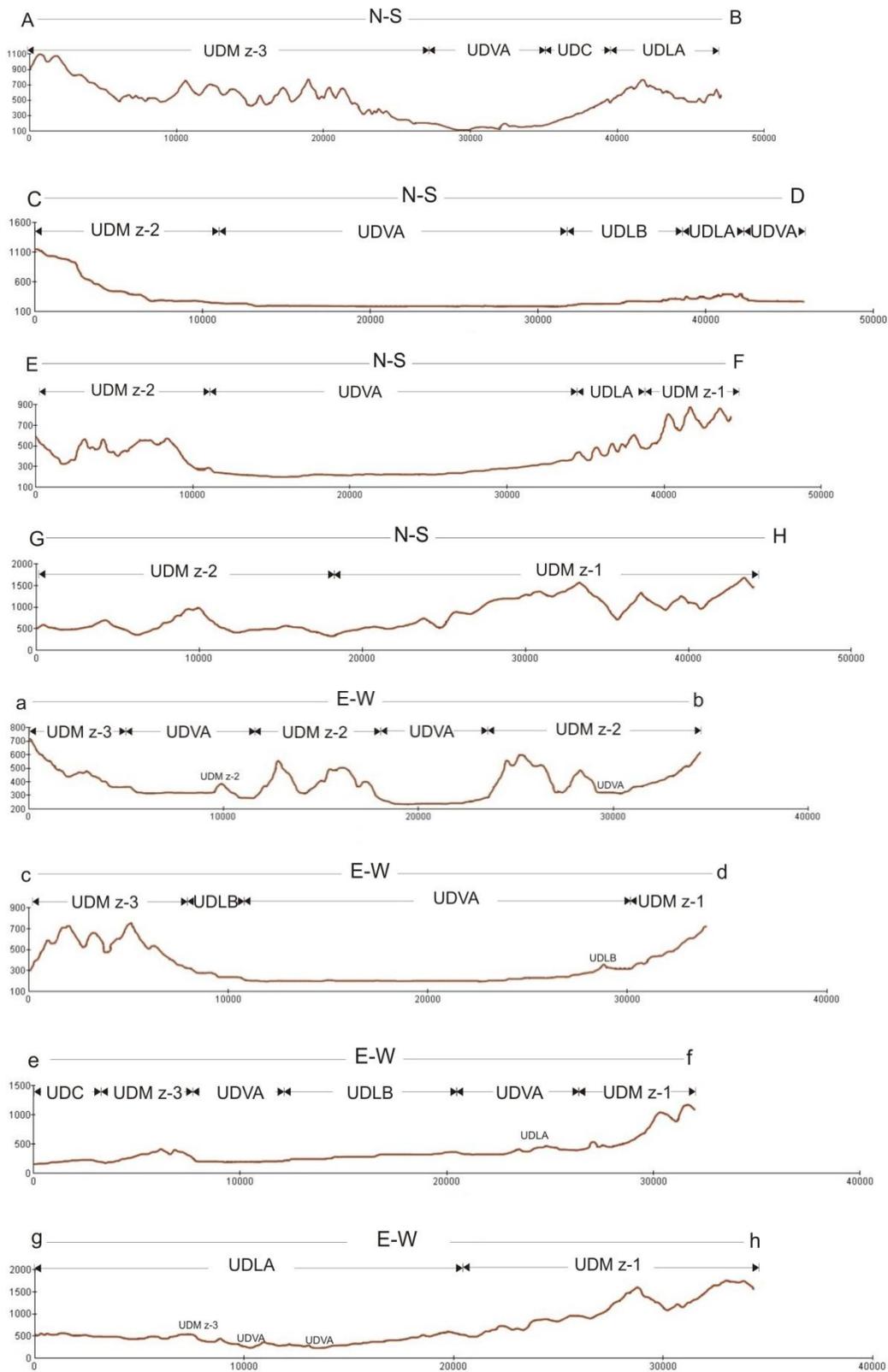


Figura 5.3. (AB-gh). Perfiles topográficos de la cuenca de Monay.

## 5.1 UNIDAD DE VALLES ATERRAZADOS

Esta es la unidad “dominante” de toda la cuenca situada en la zona central de la misma, abarcando un área aproximada de 696 Km<sup>2</sup> lo que representa el 40% del área total de la cuenca (ver Fig.5.4).



**Figura 5.4 a-b.** En la primera se muestra la Unidad de Valles aterrizados vista desde la Unidad de Montañas (zona 1) y en la segunda el Valle del río Monaicito. Rumbo geográficos de la vista N40°W y N5°E para las fotos a y b respectivamente.

En esta unidad se destaca un valle central amplio y aterrizado, al cual se conectan una serie de valles (también aterrizados) de diversa extensión, dispuestos de forma pseudo radial alrededor del mismo (Ver figura 5.5).

Dicha configuración genera una olla hidrográfica, que consiste en una serie de cuencas tributarias que drenan sus aguas hacia el área central de la cuenca, siendo todos los tributarios de la zona norte reunidas en el río Carache y los tributarios de la zona sur reunidos en el río Monaicito, resaltando estos dos cursos de agua como los principales de toda la cuenca.

En particular, dichos drenajes al llegar al centro de la depresión presentan un rumbo pseudoparalelo aproximadamente E-W, cercanos entre sí, encontrándose separados en un principio por un cerro aislado (ubicado entre los poblados la Urbina y los Cardones), que al

ser superado permite la unión de las aguas de los dos cauces que continúan su recorrido por el oeste de la cuenca, hasta llegar a su extremo occidental donde se unen las aguas al río Motatán y donde después las mismas hacen su escape de la cuenca a través de una estrecha garganta (donde se encuentra ubicada hoy en día la presa del embalse Agua Viva), drenando en la Lago de Maracaibo.

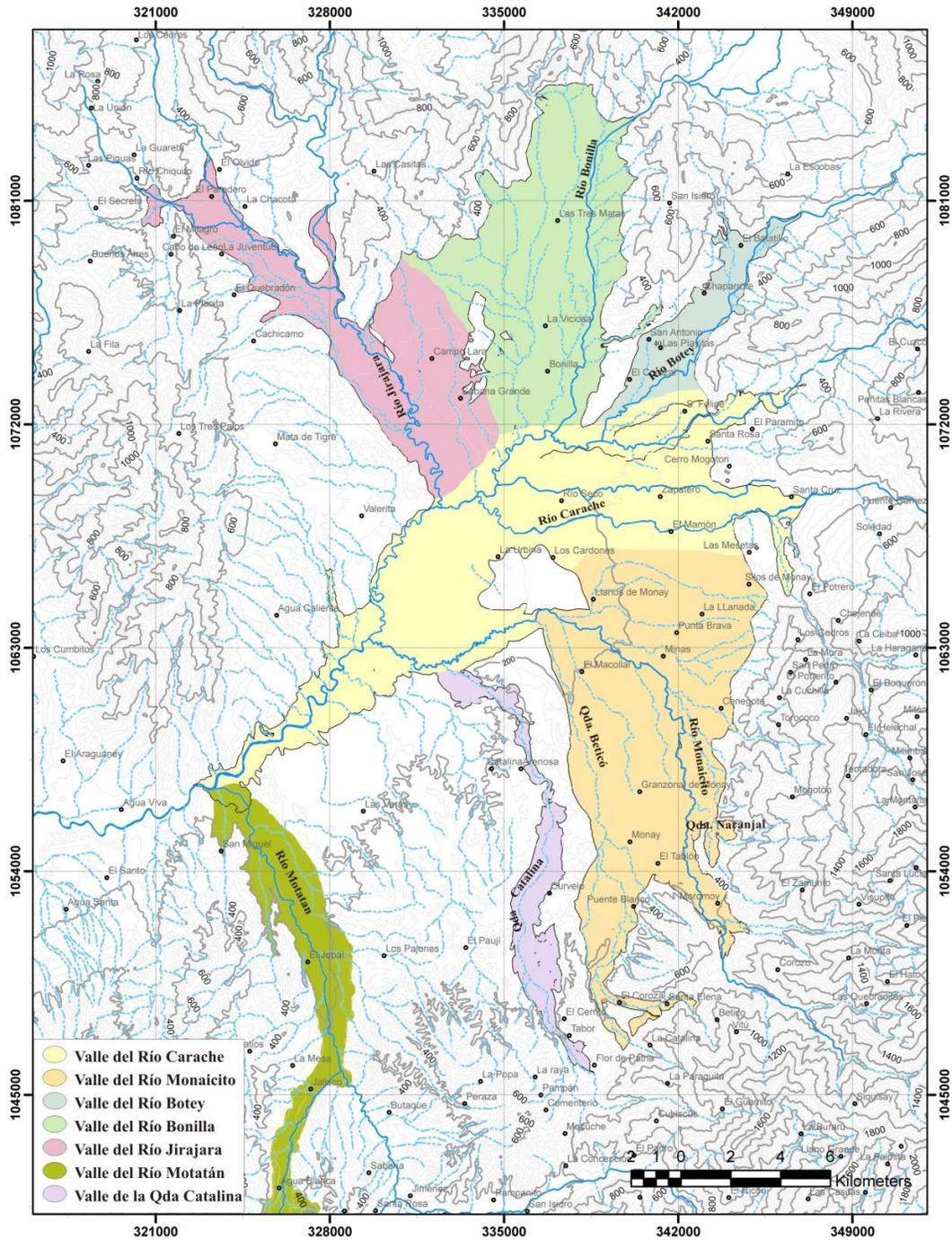


Figura 5.5 Valles principales de la cuenca de Monay.

### 5.1.1. Tipificación del relieve:

#### 5.1.1.1. Valles amplios aterrizados

En secuencia antihoraria y partiendo desde el sur se tiene:

##### a) Valle del río Monaicito

Con un rumbo N-S, este valle nace desde su extremo meridional, como dos pequeñas cuencas separadas por un cerro en forma de abanico, que dan origen al río Monaicito y a la quebrada Beticó (Ver figura 5.5).

La primera, correspondiente a la naciente del río Monaicito y ubicada al este, se encuentra representada por un valle asimétrico de rumbo NNW (ver Fig. 5.6), con una vertiente este extensa, de pendiente de  $30^\circ$ , perteneciente a la unidad de montañas, una ladera oeste de corta extensión pero mucho más escarpado llegando a ser en algunas zonas subvertical perteneciente a la unidad de “lomas altas” y un fondo plano de muy baja pendiente.



**Figura 5.6..** Valle superior del Río Monaicito. Rumbo geográfico de la foto:  $N40^\circ E$ .

En cuanto a la segunda, correspondiente a la naciente de la quebrada Beticó, se presenta como un valle asimétrico que rodea toda la ladera este del cerro en forma de abanico anteriormente mencionado, presentando un rumbo inicial NNE, que luego tuerce a una dirección aproximada N-S, con una vertiente este medianamente extensa de pendiente  $12^\circ$ ,

una ladera oeste corta, de pendiente 10°, en la cual destacan unas microcuencas tributarias a esta, que corren en sentido N-S hasta entregar sus aguas a la quebrada Beticó y un fondo plano suavemente inclinado hacia el norte.

Estos dos valles pequeños al superar el cerro ya mencionado, se unen para formar un gran valle de base muy extensa casi llana, siendo el valle más ancho de toda la cuenca, el cual mantiene sus dos principales afluentes separados, uno recostado hacia la vertiente este (río Monaicito) y el otro recostado hacia la vertiente oeste (quebrada Beticó) ambos con un entallamiento moderado, manteniéndose esta configuración así, hasta llegar a la zona norte del valle donde el río Monaicito tuerce en dirección oeste hasta encontrarse con la quebrada Beticó y salir del valle a través de una garganta ubicada en la esquina noroeste del mismo.

En lo que respecta al aspecto aterrazado del valle, se establecen 6 niveles de terrazas generales (Q<sub>1</sub>, Q<sub>2</sub>, Q<sub>3</sub>, Q<sub>4</sub>, Q<sub>5</sub>, Q<sub>6</sub>) las cuales van de menor a mayor altura respectivamente y dos subniveles intermedios localizados (Q<sub>0A</sub>, Q<sub>2B</sub>), distribuyéndose de sur a norte de la siguiente manera: En el límite meridional, se encuentran una serie de conoterrazas en forma de abanico, generalmente identificadas como Q<sub>3</sub>; en la zona transicional entre el límite sur y la parte media de la cuenca se manifiestan una serie de terrazas que se disponen desde Q<sub>1</sub> hasta Q<sub>6</sub>, en las cuales las de menor Q presentan una mediana extensión y ocupan el fondo del valle y las de mayor Q muestran un tamaño mucho menor, posicionándose en las vertientes del valle; en esta zona transicional hacia la ladera este, en las cercanías de la población Moromoroy es donde se presentan los subniveles Q<sub>0A</sub> y Q<sub>2B</sub> adosados sobre el borde este de la cuenca (ver anexos 1,2 y 3).

Otra característica particular en esta zona intermedia entre el sur y el área media de la cuenca es el basculamiento de las terrazas, el cual se hace más pronunciado a medida que aumenta el subíndice de Q que identifica a las mismas. Al pasar hacia la parte media y norte de este valle, se desarrollan terrazas de edades Q<sub>1</sub> y Q<sub>2</sub>, que abarcan grandes extensiones y poseen poca pendiente, además de terrazas Q<sub>3</sub> que se ubican sobre los flancos ocupando pequeñas franjas (ver anexos 1,2 y 3).

**b) Valle del río Botey**

Ubicándose en la esquina noreste de la cuenca (Ver figura 5.5) y con un rumbo N40°E, este se presenta como un valle con declive hacia el sur de suave a moderado inicialmente simétrico, de laderas extensas y algo escarpadas, de pendiente promedio de 12° y con un patrón de drenaje paralelo; que después pasa a ser asimétrico al alejarse de su cabecera, ya que su vertiente norte cambia a ser corta de pendiente suave. Su drenaje principal presenta un curso regular y se encuentra recortado hacia la ladera sur de la cuenca.

En lo que respecta a su aspecto aterrazado, se tiene que las terrazas conformadas en este valle van desde  $Q_1$  a  $Q_3$ , destacándose algunas identificadas como  $Q_{0A}$  y  $Q_{0B}$ , agrupándose casi todas hacia el flanco norte del valle, mostrando las de menor  $Q$  una extensión considerable y presentando todas un fuerte declive hacia el sur, siendo el más relevante el de la terraza  $Q_1$  más meridional y extensa (ver anexos 1,5 y 6).

**c) Valle del río Bonilla**

Presentando un rumbo N-S y ubicado en el sector norte de la cuenca (Ver figura 5.5), este valle se caracteriza por presentar dos cuencas separadas, la del río Bonilla al este y la de la quebrada la Jeringa al oeste, por un sutil alto topográfico en su centro, dado por dos niveles de terrazas alargadas.

En rangos generales, este es un valle asimétrico que posee tres zonas de asimetría distintivas:

En su extremo norte inicia con una ladera oeste con fuerte desnivel marcadamente escarpada (con pendiente de 32°) y con una ladera este con un gran desnivel también pero con una pendiente mucho más suave que oscila por el orden de 25°, ambas con un patrón de drenaje paralelo.

En su parte media la vertiente oeste sufre una intrusión del valle en forma de punzón triangular que genera un cambio de rumbo de la misma en sentido norte a N50°E, manteniendo el patrón de drenaje pero suavizando la pendiente a 18° y luego otro quiebre

de dirección N55°W pero ahora con un flanco escarpado de poco desnivel definido por un potente nivel de terraza Q<sub>3</sub> principalmente, hasta retomar la misma dirección que el extremo norte, manteniéndose la misma configuración en la ladera oeste controlada por el nivel de terraza y cambiando la vertiente este a ser de pendiente suave de poco nivel controlado por lomas bajas.

En lo que al fondo compete, este es considerablemente extenso, ensanchándose en la zona central de la cuenca, muestra un patrón de drenaje dendrítico, con un entallamiento de suave a moderado y posee un declive suave hacia el sur.

En lo que corresponde a las terrazas, se tiene que están distribuidas a lo largo del fondo del valle, mostrando una gran extensión y una forma alargada con un declive suave hacia el sur, destacándose solo los niveles Q<sub>1</sub>, Q<sub>2</sub> y Q<sub>3</sub> (ver anexos 1,5 y 6).

#### **d) Valle de los ríos Derecho y Jirajara**

Ubicándose hacia el área noroeste de la cuenca con un rumbo N45°W (Ver figura 5.5), este valle se destaca hacia su extremo norte como uno simétrico de laderas con un desnivel de moderado a alto y una pendiente moderada de 15°, con un patrón de drenaje paralelo (ver Fig. 5.7). Además en algunas zonas sus flancos muestran una configuración escalonada, establecida por los niveles de terraza Q<sub>3</sub>, Q<sub>4</sub> y Q<sub>5</sub>.

Hacia el extremo sur, el valle cambia a una configuración asimétrica, en la cual la ladera este se muestra fuertemente escarpada de poco desnivel, dado por el mismo potente nivel de terraza Q<sub>3</sub> que limita el valle anteriormente tratado, y una vertiente oeste de pendiente moderada con un desnivel bajo pero mayor que el de la ladera este.

En lo que concierne al fondo del valle, este es casi llano presentando un desnivel muy suave hacia el sur, por el cual corren dos cauces débilmente entallados resaltantes: El río Derecho-Jirajara, recostado hacia el flanco este, y la quebrada Agua Salada que comienza corriendo por el centro de la cuenca aguas arriba y que pasa a estar recostada hacia el oeste aguas abajo.



**Figura 5.7 (a-b).** Valle del río Jirajara (Rumbo de la vista N85°E).

En cuanto al aspecto aterrazado del valle, este se muestra con terrazas  $Q_{0A}$ ,  $Q_{0B}$  y  $Q_1$  que se distribuyen en el fondo del valle y  $Q_2$ ,  $Q_3$ ,  $Q_4$  y  $Q_5$  que se ubican sobre los flancos. Las primeras se agrupan sólo en la zona norte del valle, distribuyéndose desde el piedemonte oeste hasta el eje central del valle, estando prácticamente ausente en la zona colindante con la vertiente este (ver anexos 1 y 6).

Las segundas, le dan un aspecto escalonado a algunas áreas de las laderas, mostrando los escalones más altos en la ladera oeste definidos por los niveles  $Q_5$  (ver anexos 1 y 6).

#### **e) Valle del río Carache**

Este constituye el valle central de la cuenca, con un rumbo inicialmente E-W que luego cambia a S40°W (Ver figura 5.5), comenzando en la intercepción de todos los valles

anteriormente mencionados, como una cuenca delimitada inicialmente por la unión de valles tributarios, que luego pasa a estar definida por dos vertientes conformadas principalmente de lomas bajas, siendo la ladera norte extensa, de pendiente suave a moderada y la ladera sur extensa, de pendiente suave, exhibiendo en ambas un patrón de drenaje dendrítico, describiendo así un valle asimétrico de fondo casi llano con un suave declive hacia el oeste, que en el área de cambio de rumbo se encuentra dividido en dos partes por un potente y extenso nivel de terraza  $Q_2$  que mantiene las aguas de los ríos Carache y Monaicito separadas hasta casi la mitad de esta zona (Ver anexo 1).

Otra característica resaltante de esta parte del valle, es que se presenta un estrangulamiento de la cuenca al avanzar hacia su límite oeste hasta prácticamente cerrar en una garganta estrecha en su punto más occidental (Ver figura 5.5 y anexo 1).

En lo que se refiere a los niveles de terraza de esta cuenca se tiene que hacia la parte de rumbo E-W y la iniciación de la dirección  $S40^\circ W$ , se muestran potentes y extensos niveles  $Q_1$  y  $Q_2$  y al adentrarnos en el área orientada NE- SW, las terrazas se hacen menos extensas y se restringen a estar adosadas a los márgenes de la cuenca, abarcando desde  $Q_1$  hasta  $Q_3$  (Ver anexos 1 y 5) .

#### **5.1.1.2. Valles estrechos aterrazados**

En cuanto a su longitud se tienen:

##### **a) Valles del río Motatán y la quebrada Catalina**

Estos valles encontrados en la zona sur de la cuenca se caracterizan por tener una dirección aproximada N-S y por ser de gran longitud (Ver figura 5.5), siendo el del río Motatán un valle asimétrico, con una ladera oeste fuertemente escarpada llegando a ser subvertical y con un desnivel más marcado que su opuesto, el cual posee una inclinación de moderada a fuerte, la primera con un patrón de drenaje paralelo y la segunda desarrollando uno dendrítico.

En lo concerniente al valle de la quebrada Catalina, éste se define como simétrico con laderas mixtas que cambian de declive moderado a fuerte, con poco desnivel topográfico, mostrando un patrón de drenaje dendrítico.

Acerca del aspecto de las terrazas, éstas se presentan alargadas paralelas al eje de los valles con un declive hacia el norte, mostrando mayor densidad en la cuenca de la quebrada Catalina, repartiéndose los niveles entre  $Q_2$  y  $Q_3$ , mayormente (Ver anexos 1,2 y 3).

### **b) Valle inicial del río Carache y valle del río el Cuzco**

Estos valles muestran una dirección aproximadamente E-W. El primero se define como un valle simétrico hacia su cabecera, de pendiente y desnivel moderado, que luego pasa a ser asimétrico al suavizarse su ladera sur (ver Fig. 5.8). El segundo es un valle simétrico de declive y desnivel moderados. Destacándose en ambos valles un patrón hidrográfico paralelo y niveles de terraza que van desde  $Q_0$  hasta  $Q_3$ , resaltando entre estos el nivel  $Q_0$  como local. En cuanto a la distribución de estos niveles aplanados, se tiene que en la cuenca del río Cuzco se distribuyen a ambos lados del valle con un declive hacia el oeste, diferenciándose las de la vertiente sur hacia la zona externa del valle por su fuerte basculamiento. Respecto a las terrazas del río Carache se tiene que estas se agrupan exclusivamente hacia el flanco norte, encontrándose el río Carache recostado hacia la ladera sur (Ver figura 5.5).



**Figura 5.8.** Valle del río Carache. Rumbo Geográfico de la foto S 65°W.

**c) Valles de la Quebrada Timiache (valle A), la del noreste del poblado Moromoroy (valle B), y la del norte del poblado San Antonio (valle C):**

Estos valles se caracterizan por ser muy estrechos y por tener un flanco definido por una loma baja alargada de cresta aguda y el otro por ser colindante con la unidad de montaña. Otra configuración importante de estos valles es que además de poseer algunos de los niveles generales de terrazas también poseen niveles locales destacándose en el valle A niveles  $Q_0''$ , en el valle B,  $Q_0'$ ,  $Q_0''$  y  $Q_2''$ , y finalmente en el valle C el  $Q_0'$ .

## **5.2. UNIDAD DE MONTAÑAS**

Esta es la unidad dominante del mapa alcanzando una altura de 2160 metros, ocupando un área de 548 Km<sup>2</sup>, lo que significa un 32% del área total de hoja mostrada en la figura 5.5. En esta zona destacan tres áreas montañosas diferenciadas entre sí, que se encuentran en general bordeando el resto de las unidades, exceptuando en la esquina suroeste donde sólo se muestra en forma de una franja N-S, que separa una parte de la unidad de valles aterrizados y de la unidad de lomas altas de crestas agudas (Ver figuras 5.1, 5.2 y 5.3).

### **5.2.1. Tipificación del relieve**

Como se mencionó en el punto anterior, la unidad se divide en tres zonas diferenciadas entre sí por lo que se procederá a tipificar cada zona por separado, describiéndolas en secuencia antihoraria, partiendo desde la esquina sureste:

#### **Zona 1**

La zona 1 es donde se registran las mayores alturas de la cuenca alcanzando los 2160 metros de altura, abarcando desde la esquina SE de la hoja hasta el río Carache y se define como la ladera oeste de una línea de cresta que no se aprecia en la hoja (Ver figura 5.1), en donde las filas poseen un rumbo aproximado NW y se encuentran separadas por valles

estrechos marcadamente entallados, generando fuerte desnivel ya que las alturas desciende hasta los 400 metros (ver Figuras 5.1 y 5.3).

#### **a) Montañas anchas de crestas agudas**

Estos relieves positivos se presentan como filas rectilíneas de rumbo NW con algunos quiebres, de declive suave hacia el norte que pasa a ser de moderado a fuerte al llegar a las adyacencias de las otras unidades. Dichas filas poseen a su vez laderas norte homogéneas de pendientes también moderadas a fuertes y sin ninguna estribación notoria, y costados sur extensos con estribaciones perpendiculares a las mismas, de rumbo NE exhibiendo cursos rectilíneos ligeramente sinuosos. Ambas laderas tienen un perfil rectilíneo y desarrollan un patrón de drenaje paralelo.

#### **b) Valles**

los valles en esta zona 1 se muestran como fuertemente entallados, con perfil en copa de vino, siguiendo cursos rectos paralelos a las filas o a sus estribaciones, según sean las que definen la cuenca (ver Figs. 5.3 y 5.9, nótese en la primera perfil G-H ).



**Figura 5.9.** Valles con perfil copa de vino, pertenecientes a la Unidad de montañas (zona 1).

## Zona 2

Establecida en la esquina noreste de la cuenca, esta zona 2 abarca el área montañosa que va desde el norte del río Carache hasta el flanco este del río Perdido (Ver figura 5.1 y anexo1). Esta se caracteriza por toposformas alargadas de rumbo N-S, con alturas que van desde los 320 metros hasta los 1160 metros, que muestran un gran desnivel.

### a) Montañas alargadas

Se caracterizan por filas que descienden suavemente en sentido SW, desde una zona de cresta no visible en el mapa mostrado en la figura 5.1, exhibiendo cursos rectilíneos, de forma redondeada, con flancos sur convexos, con escarpes prominentes y flancos norte cóncavos que en algunas ocasiones llegan a formar cornizas en sus partes altas. En cuanto al drenaje, este desarrolla un patrón que va de paralelo a subdendrítico (ver Fig. 5.10).



**Figura 5.10.** Montañas alargadas (señalada con las flechas) pertenecientes a la zona de 2 de Unidad de montañas.

**b) Valles**

Estos valles presentes en la zona 2 se muestran paralelos a las filas moderadamente escarpados, también con un perfil en copa de vino, pero mucho más suavizado que los de la zona anterior (Ver figura 5.3 perfil G-H).

**c) Depresión**

En lo que se refiere a las depresiones, se tiene que solo se destaca una hacia la esquina norte, en las cercanías del río Sarnoso (Ver anexo 1 y fig. 5.1), describiendo una forma de herradura con apertura hacia el NW, de fondo llano y laderas fuertemente escarpados, producto de un sinclinal colgado, con una diferencia de cota que alcanza los 340 metros.

**Zona 3**

La zona 3 está caracterizada por una franja montañosa de rumbo NNW, con una línea de cresta de curso irregular, de estribaciones cortas, que se encuentra cortada por una estrecha garganta generada por el río Motatán. Esta zona alcanza los 1160 metros de altitud en su extremo norte y desciende hasta los 120 metros de altitud, en el fondo de la garganta, mostrando así un marcado desnivel (Ver anexo 1 figs. 5.1 y 5.11).



**Figura 5.11.** Unidad de montañas, perteneciente a la zona 3. Rumbo de La foto: E-W

**a) Montañas alargadas**

Estas montañas se presentan como una topografía alargada en sentido NNW, de cresta algo aguda, de curso irregular con estribaciones cortas que van de suavemente sinuosas a rectilíneas en sentido NE y que a su vez tienen algunas ramificaciones NNW, siendo las del área oeste un poco más largas y más numerosas que las del sector este, ambas agrupándose casi exclusivamente en la parte central de esta franja alargada.

Otra característica resaltante de esta faja es su declive hacia la zona sur media, ya que hacia los extremos norte y sur se encuentran las mayores alturas que van descendiendo suavemente hacia el área central, donde caen abruptamente generando una garganta fuertemente entallada.

En lo que respecta a las laderas, se tiene que la del este es corta, encontrándose moderada a fuertemente escarpada de forma rectilínea y la del oeste es más larga y de forma algo cóncava.

**b) Valles**

Los valles se presentan como cortos, fuertemente escarpados, de pendientes medias a altas, simétricos en forma de V y paralelos a las estribaciones o ramificaciones que los definen.

**c) Colinas piemontinas alargadas**

Las colinas piemontinas se presentan en formas alargadas pseudoelipsoidales sobre la vertiente este de la unidad, encontrándose alineadas unas con otras en dirección E-W. Con desniveles máximos de 200 metros.

**d) Depresiones intramontinas**

Se destacan dos depresiones intramontinas: La primera en el extremo norte de la ladera oeste, la cual se caracteriza por poseer una vertiente oeste algo irregular, delimitada por las montañas alargadas, un límite este rectilíneo definido por las colinas piemontinas y un fondo irregular aterrazado, donde resaltan niveles que van desde  $Q_1$  hasta  $Q_5$ , presentándose un nivel local  $Q_{0A}$  (Ver anexo 1); y la segunda ubicada hacia el sur de la ladera este, caracterizándose por ser de forma estrecha y alargada.

### 5.3. UNIDAD DE LOMAS BAJAS

La unidad de lomas bajas abarca un área de 228 km<sup>2</sup> aproximadamente lo que representa el 14% del área total de la cuenca. Esta unidad se ubica principalmente en la zona centro-oeste de toda la cuenca a manera de dos bloques triangulares conformados por lomas bajas, que definen los flancos del valle central ya mencionado y además también se consiguen pequeñas áreas de esta unidad conformadas en esencia por lomas largas de crestas agudas diseminadas alrededor de la unidad de valles aterrizados (Ver figura 5.1).

#### 5.3.1 Tipificación del relieve

##### a) Macizos constituidos por lomas bajas

Como se mencionó en el punto anterior los macizos de lomas bajas se encuentran definidos por dos bloques triangulares, uno al norte y el otro al sur del valle del río Carache, conformados principalmente por lomas de picos que varían de romo a agudos alargados con un desnivel no muy pronunciado, rondando los puntos más altos los 400 metros de altura y los más bajos algo menos de 200 metros de altitud.

En estas zonas se desarrolla un patrón de drenaje dendrítico y valles escarpados que corren paralelos a las líneas de cresta. Otra característica resaltante en estos macizos es que presentan zonas aplanadas dadas por los niveles de terraza, abarcando desde Q<sub>1</sub> hasta Q<sub>6</sub>, que incluso en el bloque norte llegan a ocupar los topes de las lomas (niveles Q<sub>5</sub> y Q<sub>6</sub>).

Dichas zonas aplanadas llegan a ser de extensión considerable en relación con el tamaño de la unidad, resaltando la zona aplanada en el poblado de Valerita con potentes niveles Q<sub>3</sub>, Q<sub>4</sub> y Q<sub>5</sub> (ver Fig. 5.1, 5.2 y 5.3).



**Figura 5.12.** Macizos constituidos por lomas bajas ubicados en el poblado de Valerita. Rumbo de la vista: N45°W.

### **b) Lomas alargadas de crestas agudas**

Estas lomas se caracterizan por ser delgadas de longitud considerable; comparada con su anchura por presentar líneas de crestas agudas, achatadas en algunas partes por niveles de terraza y por poseer laderas escarpadas con desnivel promedio entre los 40 y los 50 metros y máximo 60 metros. Dentro de estas lomas se distinguen 3 en particular, las cuales son: la loma al este del Tablón (ver Fig. 5.13), la que se encuentra en las adyacencias del poblado de las Mesetas y la ubicada al norte de la población de San Antonio (Ver figura 5.1 y anexo 1).



**Figura 5.13.** Loma alargada de cresta aguda ubicada al este del Tablón. Rumbo geográfico de la foto: N15°W.

### c) Lomas redondeadas aisladas

Estas lomas redondeadas exhiben filas agudas que parten desde un punto central distribuyéndose a manera de cuadrícula con direcciones principales aproximadamente N-S y E-W, con estribaciones irregulares definiendo un drenaje pseudoradial y un desnivel que alcanza los 120 metros de altura. Se destacan dos en toda la cuenca: Una en el cerro Mogotón y la otra en el cerro entre el poblado de Cardones y la Urbina (ver Fig. 5.14).



**Figura 5.14.** Loma redondeada ubicada entre el poblado de Cardones y la Urbina. Rumbo de la vista: N-S.

## 5.4. UNIDAD DE LOMAS ALTAS

Exhibiéndose solo en la zona sur y sureste de la cuenca esta unidad ocupa un área de 144 km<sup>2</sup> lo que representa el 8% del área total de la hoja mostrada en la figura 5.1, disponiéndose a manera de franja con rumbo ENE, cortada en varias porciones por la unidad de valles aterrazados y por la unidad de montañas, conformada principalmente por lomas altas agrupadas, de crestas agudas y fuertemente disectadas, que alcanzan una altura máxima de 800 metros en la porción más occidental y alturas mínimas de 240 metros, lo que significa un desnivel general de 560 metros.

### 5.4.1. Tipificación del relieve

#### a) Lomas de cúspides agudas

Las lomas de cúspides agudas son la regla de la unidad y se caracterizan por poseer líneas de crestas cortas y agudas, con picos prominentes, de rumbo aproximado, con algunas excepciones, con dirección cercana a la N-S. En cuanto a las estribaciones, estas se ramifican desde la línea de cresta en forma radial, destacando las principales con sentido NW, siendo las de la vertiente norte las más extensa, llegando algunas inclusive a ser más largas que su línea de cresta correspondiente. En sus laderas rectilíneas un poco cóncavas, se desarrolla un drenaje radial, siendo las laderas norte extensas y de pendiente suave y las laderas sur más cortas y abruptas.

#### b) Lomas en forma de herradura

Como su nombre lo indica, estas lomas se caracterizan por poseer una línea de cresta de curva en forma de herradura abierta hacia el NW, con estribaciones rectilíneas restringidas solo a la ladera oeste, con declive y orientación también hacia el NW. Al poseer esta forma particular presenta una vertiente oeste extensa y una vertiente este corta y escarpada (ver Fig. 5.15).



**Figura 5.15.** Loma en forma de herradura ubicada al sur del poblado El Tablón. Rumbo geográfico: S57°W.

### c) Valles

los valles dentro de esta unidad se caracterizan por ser paralelos a las estribaciones, por encontrarse de moderada a marcadamente entallados y por estar un poco sobredimensionados para su drenaje en algunas zonas, principalmente en el cerro en forma de herradura, (ver Fig. 5.16).



**Figura 5.16.** Valle perteneciente a la unidad de lomas altas, visto desde la zona de cresta de la loma en forma de herradura. Rumbo geográfico de la foto: N30°W.

## 5.5. UNIDAD DE CUESTAS

Ubicada en el sector occidental de la cuenca la unidad de cuevas se caracteriza por dos bloques triangulares que abren hacia el NW (Ver figura 5.1), con un flanco norte amplio, moderadamente disectado y de baja pendiente de 10°, y un flanco sur escarpado con un declive en sentido SW, que en algunas zonas es cortado por la unidad de montañas, principalmente en el bloque oriental. En referencia al drenaje en esta unidad, se tiene que presenta un arreglo dendrítico.

## 6. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

La neotectónica es el estudio de los eventos tectónicos recientes, desde el Neógeno hasta el Holoceno, los cuales han ocurrido o están ocurriendo en una determinada región luego de su orogenia o después de su último levantamiento importante. Los eventos neotectónicos están estrictamente conectados con la configuración y evolución de la topografía actual (PAVLIDES, 1989).

### 6.1 TENDENCIA DE ALGUNAS ESTRUCTURAS PLANARES

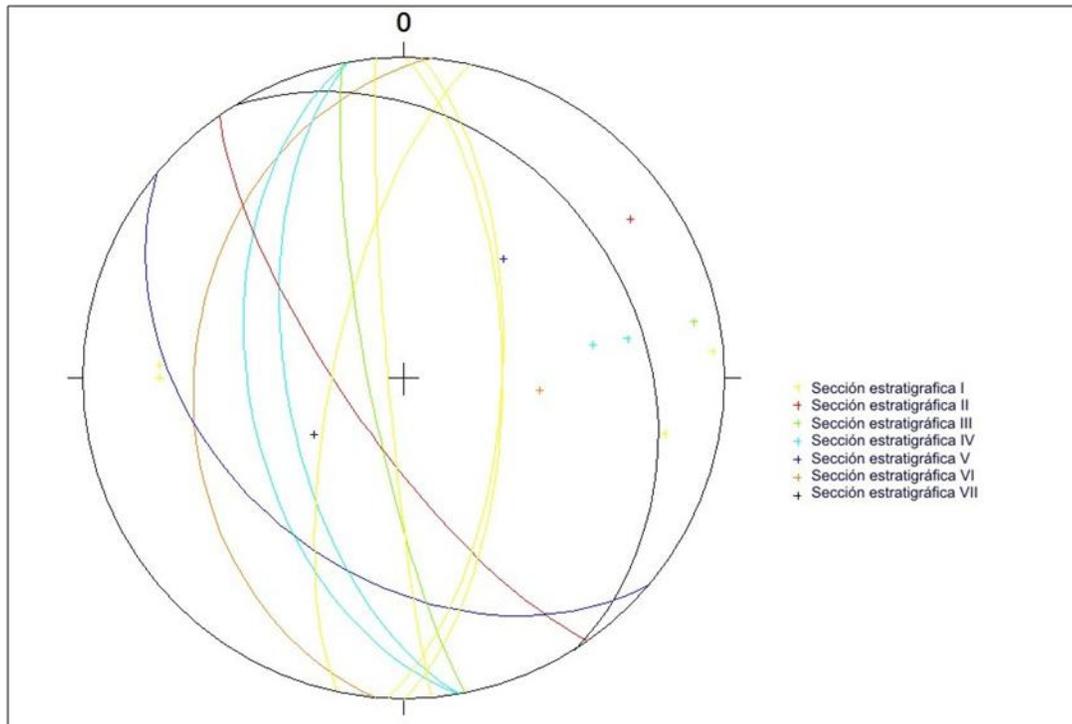
En la cuenca de Monay se realizaron un total de 11 mediciones de rumbo y buzamiento de los planos de estratificación presentes a lo largo de 7 secciones estratigráficas de las formaciones Isnotú y Betijoque estudiadas en la cuenca (descritas previamente en el capítulo 4), mostrándose los valores obtenidos en la tabla 6.1, así como la ubicación de las secciones estratigráficas, la representación estereográfica de los planos de estratificación y el diagrama de rosa de las rectas de máxima pendiente de los planos ya mencionados, en las figuras 4.27, 6.1 y 6.2, respectivamente. En este último (Figura 6.2) se aprecia una tendencia en la orientación de las rectas de máxima pendiente que oscila entre E-W y WSW-ENE.

**Tabla 6.1. Datos de Actitud de los planos de estratificación medidos en la cuenca.**

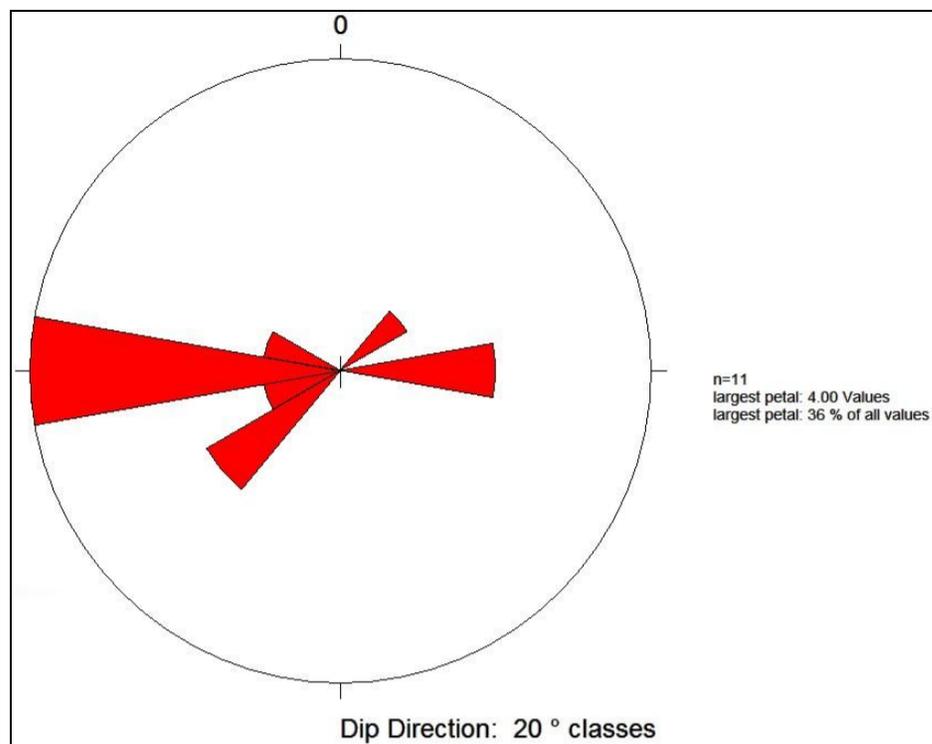
Sección.	Actitud
<b>I</b>	N3°E65°S
<b>I</b>	N5°W86°S
<b>I</b>	N-S65°E
<b>I</b>	N12°E72°N
<b>II</b>	N35°W75°S
<b>III</b>	N11°W81°S
<b>IV</b>	N10°W50°S

**Tabla 6.1 (continuación). Datos de Actitud de los planos de estratificación medidos en la cuenca.**

<b>IV</b>	N10°W60°S
<b>V</b>	N50°W40°S
<b>VI</b>	N5°E35°N
<b>VII</b>	N32°W27°N



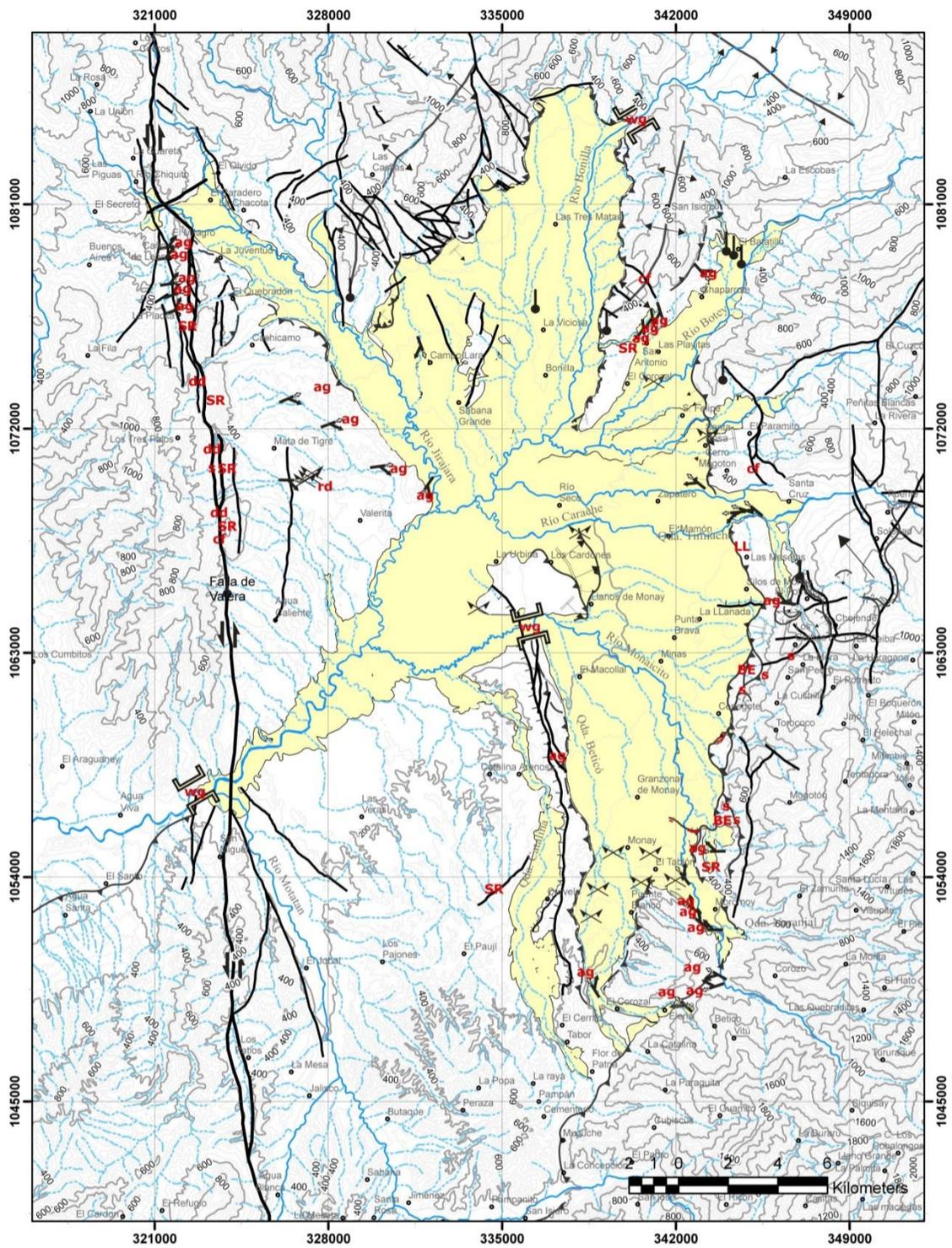
**Figura 6.1.** Representación estereográfica de las estratificaciones medidas en campo (red de Schmidt, hemisferio inferior).



**Figura 6.2.** Diagrama de rosa a intervalos de 20° de las rectas de máxima pendiente de los planos de estratificación.

## 6.2 EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE FALLAMIENTO ACTIVO

Con el fin de determinar las evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la cuenca de Monay, se realizó la interpretación y el análisis de fotografías aéreas, de mapas topográficos y de los fenómenos observados directamente en campo, determinando así evidencias de carácter regional a partir de la configuración general de la cuenca y de la visualización a grandes rasgos, en una visión en conjunto. De igual manera se establecieron evidencias de naturaleza local a través de un estudio más detallado, en el cual se realizó una observación puntual de una zona o área que presentara características particulares. La figura 6.3 y el anexo 1 sintetizan las evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la cuenca de Monay.



**Leyenda**

	Frente inverso inferido		Terrazas en tija		dd Drenaje desplazado
	Frente inverso		ag Garganta de aire (air gap)		↓ Fuente termal
	Falla normal		wg Garganta de agua (water gap)		]] Garganta
	Falla normal (traza inferida)		rd Drenaje descabezado		▲ Escarpe de Flexura
	Falla transcurrente		s Ensilladura de falla		↖ Difluencia diagnóstica
	Escarpe de falla		cf Cuello de falla		• Cuidades
	Anticinal		LL Lomo lineal		--- Quebradas
	Sinclinal		SR Lomo de obturación (Shutter ridge)		— Ríos
	Deslizamiento		BE Berma o descanso de falla		--- Curvas de nivel
					Cuenca

Figura 6.3. Mapa de evidencias geomorfológicas de fallamiento activo en la cuenca de Monay.

### 6.2.1. Evidencias de carácter regional

- La forma poligonal de la depresión de Monay a manera de estrella, y sus límites con tendencias rectilíneas y contactos bruscos entre pendientes escarpadas y casi llanas, donde las de mayor inclinación exhiben un perfil convexo en varias zonas, sugieren un control estructural de la cuenca (ver Fig. 6.4).



**Figura 6.4.** Valle del río Monaicito, donde destaca el contacto abrupto entre la zona montañosa y el fondo del valle, mostrando la primera un perfil convexo. Rumbo geográfico: N40°E.

- La forma aterrazada de algunos flancos y del fondo de la cuenca, como se puede ver en los anexos (1-6), insinúa un cambio de nivel de base de la cuenca progresivo, el cual puede estar asociado a pulsos de levantamiento del área en cuestión.
- La configuración consistente de dos cuencas hidrográficas dentro de un mismo valle, separadas por un sutil desnivel topográfico, que se encuentra presente en tres de los valles que conforman la cuenca (valles del Río Monaicito, del Río Bonilla y del Río Jirajara (Figura 6.5). Se propone algún tipo de control estructural presente por no asemejarse a la configuración normal de los valles en los que corre un solo drenaje principal por el centro de los mismos.



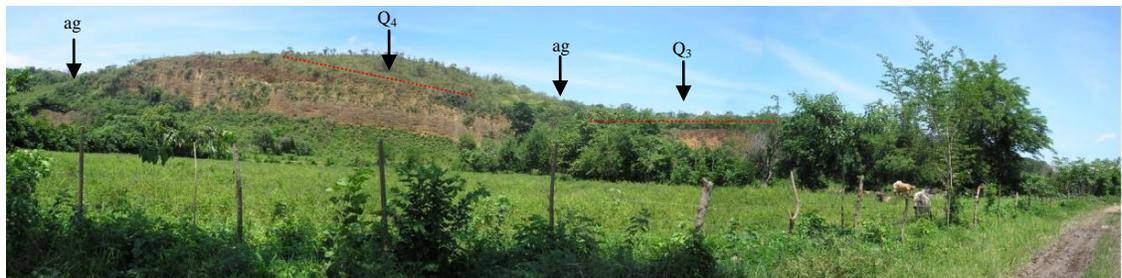
**Figura 6.5.** Río Monaicito y Qda. Beticó, recostados hacia las laderas este y oeste respectivamente. Rumbo de la foto N18°W.

- La presencia de tres grandes gargantas (Ríos Motatán, Monaicito y Bonilla), que indican un fuerte entallamiento de los drenajes en estas zonas al ocurrir un levantamiento de la cuenca.
- La ocurrencia de un cerro aislado en el centro de la cuenca, que junto con un sutil desnivel topográfico en dirección E-W, separa las aguas de los ríos Carache y Monaicito. Sugiriendo algún tipo de deformación en la zona.
- El fenómeno presentado por varios drenajes principales de la cuenca, al encontrarse recostados hacia los márgenes de sus valles en lugar de correr por el centro de los mismos (Ver Fig. 6.5). Nótese los ríos Monaicito, Botey, Bonilla, Derecho y Jirajara; y las quebradas Beticó y Agua Salada. Esto denota algún proceso que está ocurriendo hacia los márgenes de las cuencas.
- La presencia de tres crestones hacia los márgenes de la cuenca, ubicados uno al este del caserío del Tablón, otro en las cercanías de Las Mesetas y el último al norte de Las Playitas, correspondientes al fuerte basculamiento de las formaciones Isnotú y Betijoque en estas zonas y detrás de los cuales se presentan niveles cuaternarios represados.

### 6.2.2 Evidencias de naturaleza local

Debido a la gran extensión de la cuenca y al hecho de que las evidencias de fallamiento activo se encuentran diseminadas dentro de la misma, la descripción de estas se hará agrupándolas en zonas de acuerdo a su ubicación:

- Zona Sur: En esta se encuentra un lomo de obturación (SR, “shutter ridge”) en forma de herradura, entre las poblaciones Puente Blanco y Colozal (Ver figura 6.3 y anexo 1), el cual hacia su zona de charnela posee un total de 5 abras de viento (ag, “air gap”), cada una con una difluencia asociada (ver Fig. 6.6). En el contacto entre este cerro y la zona montañosa al norte de él, también se desarrolla una abra de viento con su difluencia correspondiente (ver Fig. 6.7). En las vertientes de las quebrada Beticó y Las Cruces, a la altura de los poblados Puente Blanco y el Tablón respectivamente, y en la ribera oeste del río Monaicito, también al nivel del caserío el Tablón, destacan una serie de niveles de terrazas en tijera basculados en dirección NNW que van desde el nivel  $Q_2$  hasta el  $Q_5$  (ver Fig. 6.9 y anexo 3). Hacia el este del Tablón, se encuentra un lomo de obturación (SR) de orientación N-S (ver Fig. 6.8), que posee en su parte media una abra de viento (ag) y en torno a la zona oeste de su extremo norte encontramos dos escarpes de falla orientados E-W.



**Figura 6.6.** Abras de viento (ag) septentrionales del cerro en forma de herradura y terrazas en tijera en el flanco oeste del río Monaicito. Rumbo de la foto: S57°W.



**Figuras 6.7 y 6.8** En la primera se muestra la abra de viento al sur del cerro en forma de herradura y en la segunda el lomo de obturación (SR) de orientación N-S. Rumbo de las vistas: N40°W y N15°W respectivamente.



**Figura 6.9.** Terrazas en tijaera flanco oeste de la Qda. Beticó. Rumbo geográfico de la foto : N45°W.

- Zona Media-Sur: En esta área al este de los poblados Cenegote y La Llanada conseguimos una serie de escarpes de flexura en dirección NE y N-S respectivamente, ambos exhibiendo declive en sentido oeste (ver Fig. 6.10 y anexo 1). Hacia el área de los primeros también destacan escarpes de falla orientados en sentido noreste (ver Fig. 6.11 y anexo 1). En la parte media de la Qda. Beticó se halla también un abra de viento (ag), con una difluencia hacia el norte asociada a dicha abra (Ver figura 6.3 y anexo 1).



**Figuras 6.10 y 6.11.** En primera se muestra el escarpe de flexura y en la segunda el escarpe de falla, que se localizan al este de Cenegote. Rumbos de las fotos: N45°E.

- Inmediaciones del poblado las mesetas: en esta área encontramos un lomo lineal (LL) de orientación NNW, en cuyo extremo sur se observa una abra de viento (ag) y una difluencia hacia el norte relacionada a la misma (ver Fig. 6.12 y anexo 1). En las adyacencias de esta zona en la rivera norte del río Carache se hallan tres difluencias progresivas hacia el sur, las cuales de este a oeste disminuyen en edad (Ver figura 6.3 y anexo 1).



**Figura 6.12.** Vista del lomo lineal y de la abra de viento en su extremo sur. Rumbo vista: S40°E.

- Cerro entre los poblados de la Urbina y los Cardones: Hacia su falda este, se destacan una serie de escarpes de flexura que se abren en forma de abanico con inclinación hacia el oriente. Hacia su ladera oeste, se encuentran terrazas en forma de tijera debido a un nivel de terraza  $Q_5$  fuertemente basculado. Y finalmente en su ladera sur encontramos la garganta (wg, water gap) del río Monaicito (Ver todo lo descrito en el anexo 1) .
- Cercanías del poblado Santa Rosa: En el sur de este caserío, se desarrolla un escarpe de flexura incipiente de rumbo N-S con desnivel hacia el oeste, y una difluencia del río seco en dirección oeste. Al este de esta población, puede notarse un escarpe flexural fuertemente basculado, considerado en el nivel  $Q_2$ . Hacia el noreste del poblado San Felipe, se halla un escarpe de flexura incipiente de orientación NNW y declive hacia el este (Ver anexo 1).
- Norte del caserío San Antonio: En este sector se ubica un lomo de obturación de rumbo NE alargado, en el que se muestran cuatro abras de viento (ag), las cuales las que se encuentran hacia la parte media, presentan difluencias hacia el sur, mientras que la parte septentrional exhibe una difluencia hacia el norte (ver Fig. 6.13). Hacia el límite sur de este cerro lineal encontramos un nivel de terraza  $Q_1$  fuertemente deformado bajo la forma de escarpe de flexura (Ver anexo 1).



**Figura 6.13.** Vista desde el tope del lomo de obturación (SR), en donde se aprecia el desarrollo de una abra de viento (ag). Rumbo geográfico: S40°W.

- Norte del valle del río Bonilla: En esta zona se presentan solos dos evidencias de fallamiento activo: Una hacia el NE dada por la garganta (wg) del río Bonilla marcadamente encajada; y la otra hacia el oeste definida por un nivel  $Q_3$  fuertemente inclinado (Ver anexo 1).
- Piedemonte al noroeste de Campo Lara: En esta área se presentan tres escarpes de flexura en dirección NE con pendiente al sur, al igual que un escarpe de flexura incipiente al este de estos con la misma disposición (Ver anexo 1).
- Adyacencias de la población el Milagro (limite noroeste de la cuenca): Al este de esta encontramos un lomo de obturación (SR), sobre el cual se encuentran cinco abras de viento (ag), todas con sus difluencias en dirección norte asociadas (ver Figs. 6.3 y 6.14, y anexo 1).



**Figura 6.14.** Vista del lomo de obturación (SR), y de las abras de viento (ag) generadas sobre el mismo, destacando los niveles cuaternarios presentes en él. Nótese el nivel colgado y el nivel represado. Rumbo geográfico de la foto: S50°E.

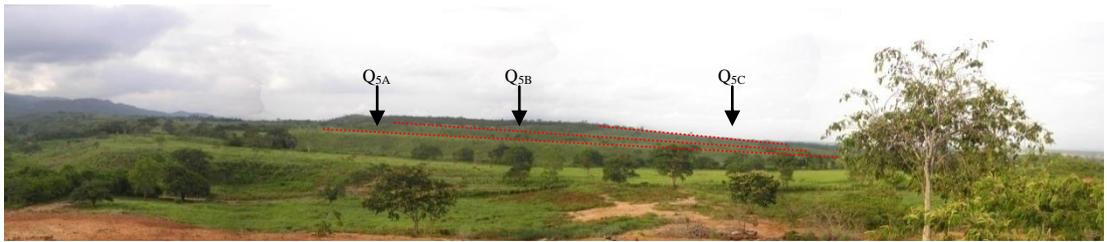
- Alrededores de Valerita: Hacia el noreste de esta resalta una loma alargada con cuatro abras de viento (ag) con sus difluencias respectivas hacia el sur (ver Figs. 6.3 y 6.15, y anexo 1), con la diferencia que las tres presentes hacia el norte corrían en sentido ENE y la que se halla hacia el sur fluía en dirección noroeste. Ahora hacia el noroeste de esta población, destacan también tres lomos de obturación (SR) alineados en sentido N-S, cada uno con un drenaje desplazado en bayoneta sinestral (ver Figs. 6.3 y 6.16, y anexo1), una difluencia hacia el sur y unos niveles de terraza locales  $Q_5'$ ,  $Q_5''$  y  $Q_5'''$  que se disponen en forma de tijera con un declive hacia el sureste (ver Fig. 6.17 y anexo 1).
- Zona oeste de la cuenca: Donde se encuentra una garganta de agua (wg), representa por la garganta fuertemente entallada del río Motatán.



**Figura 6.15.** Vista de algunas de las abras viento (ag) sobre la loma alargada al este de Valerita. Rumbo de la foto: S45°E



**Figura 6.16.** Nótese los lomos de obturación (SR) alineados, ubicados al noroeste de Valerita. Rumbo de la vista: E-W.



**Figura 6.17.** Tres niveles de terrazas dispuestas en tijera en la localidad de Valerita. Rumbo vista: N-S.

### 6.3 OBSERVACIONES ESTRUCTURALES.

A continuación se presenta un inventario de las estructuras de deformación presentes en la zona, las cuales se aprecian en la figura 6.18 y en el anexo 1:

- En primer lugar se tiene como principal estructura de deformación principal a la zona de falla de Valera ubicada en la zona oeste de la cuenca, y la cual está caracterizada por un sistema transcurrente sinistral, tal como lo evidencian las geoformas plasmadas en la figura 6.3 y en el anexo 1.

- En segundo lugar se tiene el sistema inverso de orientación N-S, con vergencia al oeste, que define el límite este de la depresión de Monay y detrás del cual se desarrollan un serie de fallas menores de carácter transcurrente sinistral.

- En tercer lugar se muestra un sistema de plegamiento con eje orientado NE, con inmersión hacia el SW, localizado en la parte norte y noreste de la cuenca.

- En cuarto lugar se desarrolla un frente inverso con rumbo N-S y vergencia este, que define el límite oeste de la zona sur de la cuenca, el cual finaliza hacia la parte media de la misma en las inmediaciones de un cerro aislado, encontrándose detrás de este frente inverso una falla normal también de rumbo N-S.

- En quinto lugar se presenta un frente inverso en sentido E-W, con vergencia al norte, ubicado en el sector septentrional del poblado del Tablón, continuando como un corrimiento ciego a medida que avanza hacia el oeste.

- En sexto llugar se muestra otro fallamiento inverso, con vergencia hacia el occidente, en el frente de la ladera oeste del cerro hallado en las inmediaciones del sector Puente Blanco.

- En séptimo lugar hacia, el sector norte se, halla otro frente inverso con orientación NE, y vergencia hacia el SE, detrás del cual se desarrollan una serie de fallas transcurrentes de forma conjugada.

- Por último se tienen pequeños sistemas inversos, unos encontrados en el brazo noroeste de la cuenca, de orientación noroeste y vergencia noreste, y otro ubicado en la extensión noreste de la cuenca, con dicha orientación y vergencia al sureste.

#### **6.4 ESTACIONES MESOTECTÓNICAS**

En la cuenca de Monay se determinaron 7 estaciones mesotectónicas, siendo estas aquellas en donde se estudian estructuras mesoscópicas (visibles a escala de afloramiento o en muestra de mano. Mitra, 1988), cuyas ubicaciones son mostradas en la figuras 6.18 y sus coordenadas en la tabla 6.2. Dichas estaciones fueron levantadas en secciones pertenecientes a las formaciones Isnotú y Betijoque, a lo largo de toda la cuenca, presentando todas, a excepción de una, más de 4 mediciones de fallas.

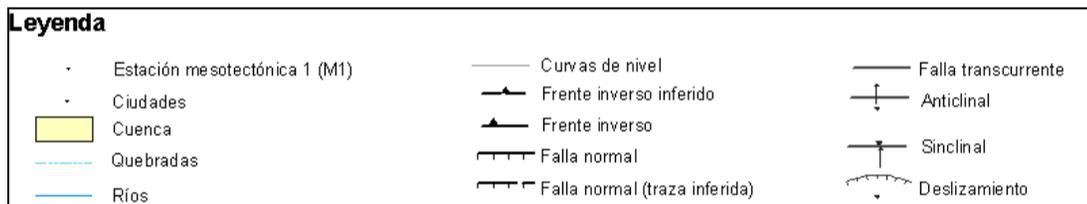
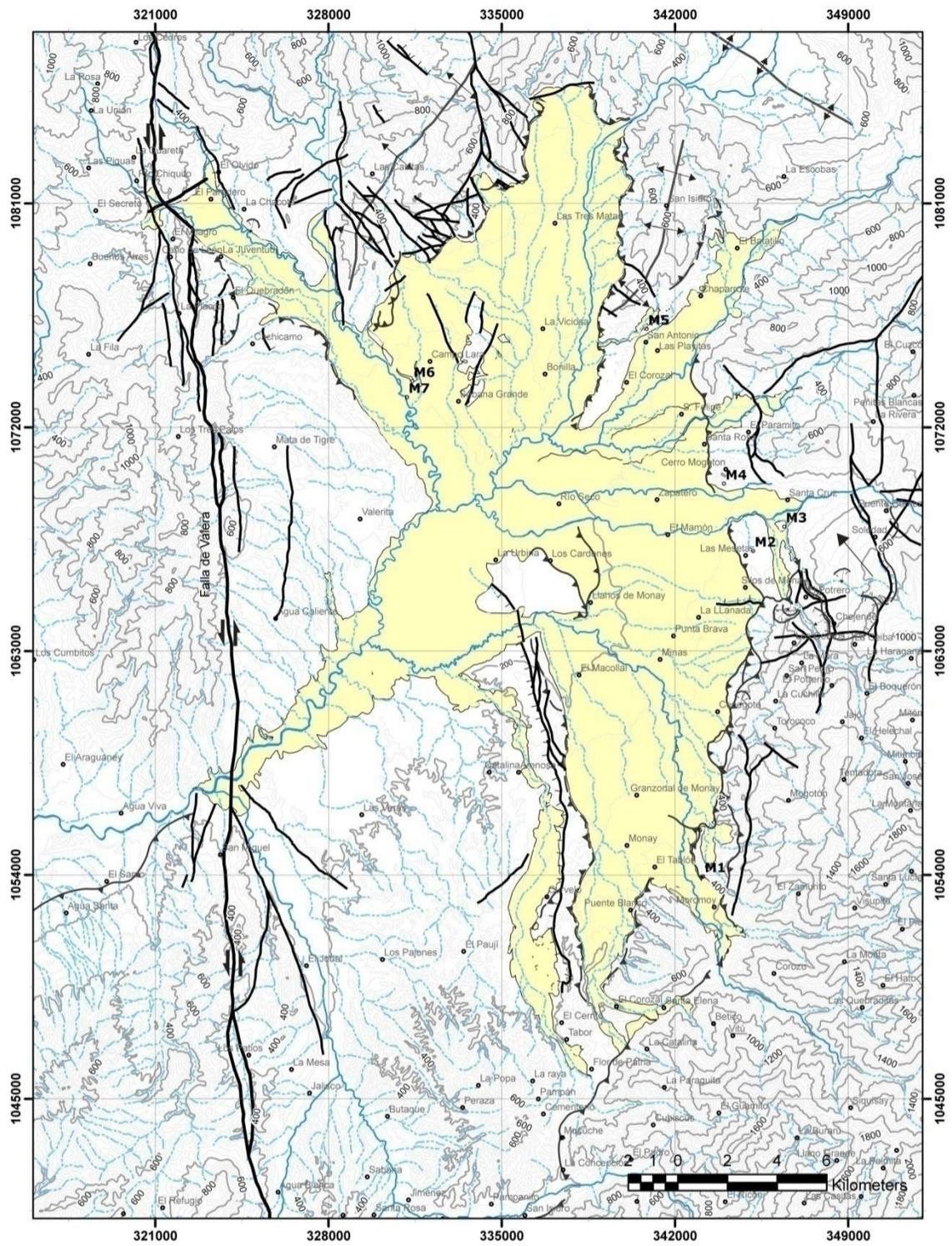


Figura. 6.18. Mapa de ubicación de estaciones mesotectónicas estudiadas en la cuenca de Monay.

**Tabla 6.2. Coordenadas de las estaciones mesotectónicas estudiadas en la cuenca de Monay, en formato UTM, datum la Canoa, zona 19N.**

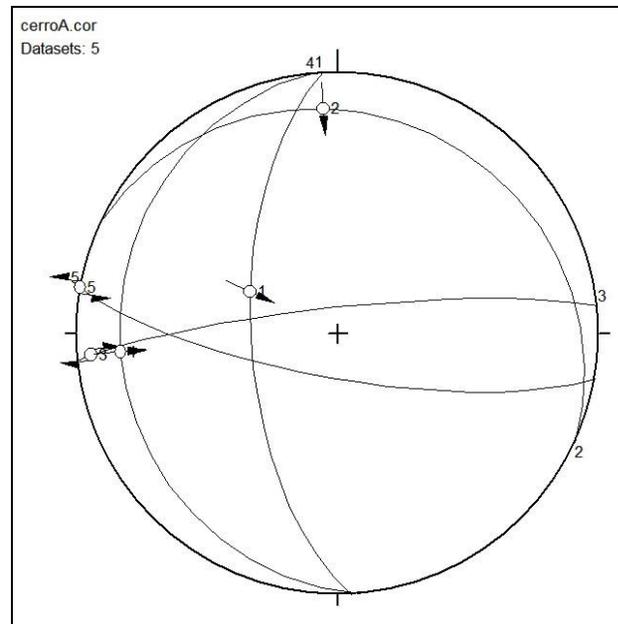
Estacion	Latitud	Longitud
M1	1.053.574	342.723
M2	1.067.338	345.470
M3	1.067.543	346.057
M4	1.069.358	344.265
M5	1.075.832	340.681
M6	1.073.741	331.500
M7	1.073.335	330.736

#### 6.4.1 Estación mesotectónica M1

La estación M1 se encuentra ubicada al este del tablón, en un cerro alargado de dirección N-S, en la aflora una sección estratigráfica fuertemente basculada de orientación N3°E65°S, perteneciente a la Formación Betijoque (ver figura 4.28 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 1). En la tabla 7.3 se muestran las mediciones realizadas en la estación M1, y en la figura 6.19 se grafican los datos levantados en representación estereográfica, donde se observan dos tendencias claras en las orientaciones de las fallas y de las estrías una E-W y otra N-S. y finalmente en las figuras 6.20 y 6.21 se muestran dos de las fallas medidas en esta estación.

**Tabla 6.3. Datos de las poblaciones de falla medidas en la estación M1.**

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	N3°W63°S	76°N	Inversa
F2	N65°W17°N	90	Inversa
F3	N84°E82°N	0	Dextral
F4	N5°W18°N	90	Inversa
F5	N80°W76°S	0	Sinextral



**Figura 6.19.** Representación de las fallas medidas en la estación M1 (red de Schmidt, hemisferio inferior).



**Figuras 6.20 y 6.21.** En la primera se muestra un canto fallado de manera normal y en la segunda se exhibe una falla normal en la que el bloque de techo cae en el sentido que indica la pínula de la brújula.

### 6.4.2 Estación mesotectónica M2

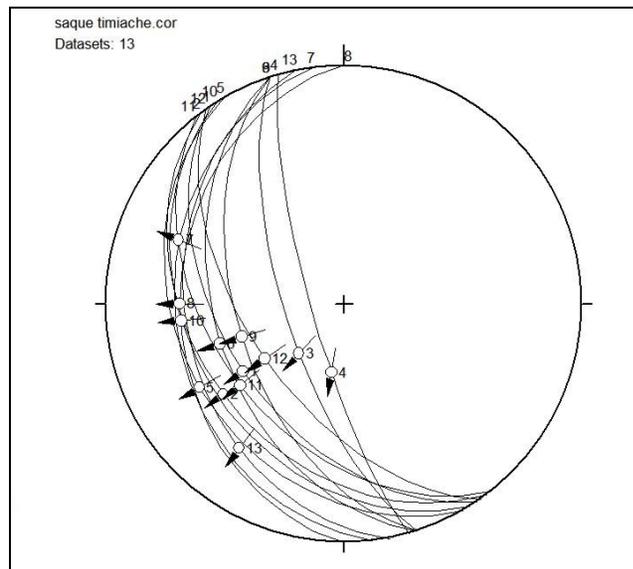
La estación M2 se encuentra ubicada en un saque de material en la localidad de Las Mesetas, en el que se expone una sección de la Formación Betijoque orientada N35°W75°S (Ver Fig. 6.22 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 2). En la tabla 6.4 se exponen los datos tomados en esta estación y en la figura 6.23 se exhibe la representación estereográfica de las fallas encontradas en este afloramiento. En esta última resalta la tendencia noroeste en la orientación de las fallas. Finalmente en las figuras 6.24 y 6.25 se exhiben dos de las fallas estudiadas en este afloramiento.



**Figura 6.22.** Estación mesotectónica M2. Rumbo de la vista: E-W

**Tabla 6.4. Datos de la población de fallas medidas en la estación M2**

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	N34°W48°S	90°	Normal
F2	N37°W37°S	90°	Normal
F3	N18°W70°S	79°S	Normal
F4	N16°W79°S	69°S	Normal
F5	N30°W31°S	90°	Normal
F6	N18°W45°S	90°	Normal
F7	N7°W30°S	65°N	Normal
F8	N-S32°W	90°	Normal
F9	N18°W53°S	90°	Normal
F10	N32°W35°S	68°S	Normal
F11	N38°W44°S	90°	Normal
F12	N35°W57°S	90°	Normal
F13	N11°W34°S	52°S	Normal



**Figura 6.23.** Representación de las fallas medidas en la estación M2 (en red de Schmidt, hemisferio inferior).



**Figuras 6.24 y 6.25.** En la primera se observa el crecimiento de cristales, sobre un plano de falla generado en un canto, en los cuales su sentido de crecimiento indica la dirección en la que se movió el bloque faltante; y en la segunda otro canto con su superficie estriada producto de la fricción sufrida durante el desplazamiento de otra falla.

### 6.4.3 Estación mesotectónica M3

Localizada en un cerro al noreste del caserío las Mesetas, la estación mesotectónica M3 se desarrolla en una secuencia estratigráfica de la Formación Isnotú, con orientación N11°W81°S, aflorante en falda sur de esta loma (Ver Fig. 6.26 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 3). En la tabla 6.5 se presentan los datos de las fallas tomados en esta estación y en la figura 6.27 se muestran dichas fallas en representación

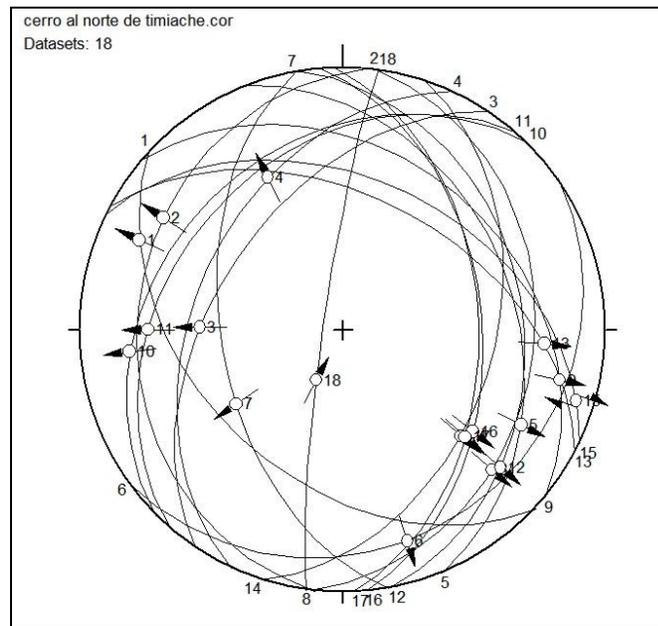
estereográfica, donde resalta dos direcciones preferenciales de los planos de falla: una NE a NNW y otra NW. Además en las figuras 6.28 y 6.29 se exhiben tres de las fallas estudiadas en esta estación.



**Figura 6.26.** Vista parcial de la estación mesotectónica M3. Rumbo de la foto: N8°W.

**Tabla 6.5. Datos de la población de fallas medidas en la estación M3.**

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	N47°W43°S	90°	Normal
F2	N6°E23°W	90°	Normal
F3	N34°E50°N	79°S	Normal
F4	N25°E43°N	59°N	Normal
F5	N22°W35°N	46°S	Normal
F6	N55°E18°S	73°S	Normal
F7	N10°W52°W	74°S	Normal
F8	N7°E28°S	57°S	Normal
F9	N50°W33°N	36°S	Normal
F10	N45°E30°N	43°S	Normal
F11	N41°E34°N	54°S	Normal
F12	N10°W32°E	43°S	Normal
F13	N62°W48°N	33°S	Dextral
F14	N18°E42°S	72°S	Normal
F15	N64°W42°N	12°S	Dextral
F16	N5°W46°E	56°S	Normal
F17	N2°W47°E	58°S	Normal
F18	N8°E84°W	74°S	Inversa



**Figura 6.27.** Representación de las fallas medidas en la estación M3 (en red de Schmidt, hemisferio inferior).



**Figuras 6.28 y 6.29.** En la primera se observa dos planos de fallas normales conjugados F2 y F3, y en la segunda el plano F4 con crecimiento de cristales y facetas escalonadas, indicando con su dirección de crecimiento y el sentido hacia el cual mira el escalón, respectivamente, el movimiento de carácter normal de la falla.

#### 6.4.4 Estación mesotectónica M4

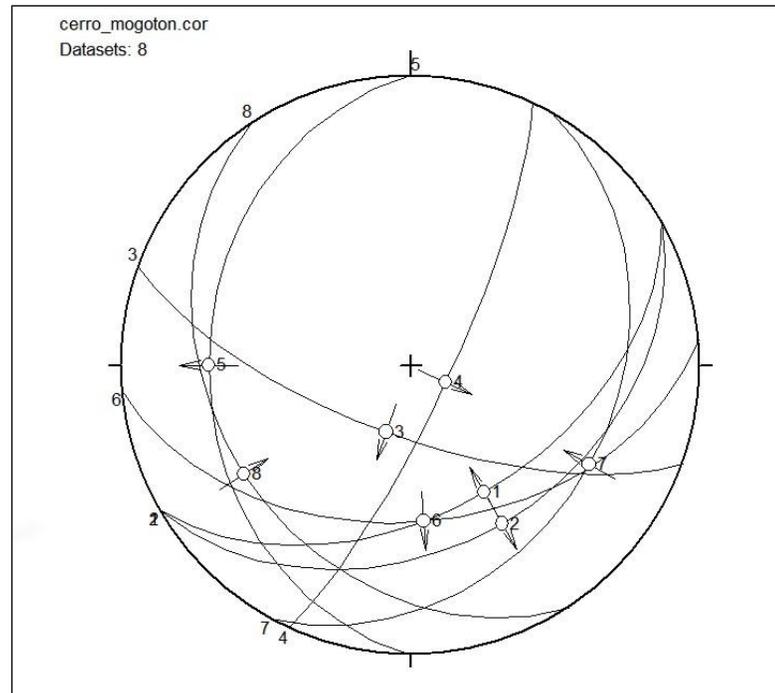
La estación M4 se encuentra en la ladera sur del cerro Mogotón, en una sección expuesta de la Formación Betijoque, con orientación  $N10^{\circ}W50^{\circ}S$  (ver Fig. 6.30 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 4). En la tabla 6.6 se muestran todas las mediciones realizadas en esta estación y en la figura 6.31 se expone la representación estereográfica de las fallas, donde se aprecian dos orientaciones preferenciales de los planos de falla: La primera NE-SW y la segunda NW-SE.



**Figura 6.30.** Estación mesotectónica M4. Rumbo geográfico:  $N60^{\circ}E$ .

**Tabla 6.6. Datos de la población de fallas medidas en la estación M4**

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	$N60^{\circ}E40^{\circ}S$	$90^{\circ}$	Normal
F2	$N60^{\circ}E20^{\circ}S$	$90^{\circ}$	Normal
F3	$N70^{\circ}W21^{\circ}S$	$90^{\circ}$	Normal
F4	$N25^{\circ}E46^{\circ}N$	$90^{\circ}$	Normal
F5	$N-S46^{\circ}W$	$90^{\circ}$	Normal
F6	$N85^{\circ}E78^{\circ}N$	$90^{\circ}$	Normal
F7	$N29^{\circ}E34^{\circ}N$	$90^{\circ}$	Inversa
F8	$N33^{\circ}W35^{\circ}N$	$90^{\circ}$	Inversa



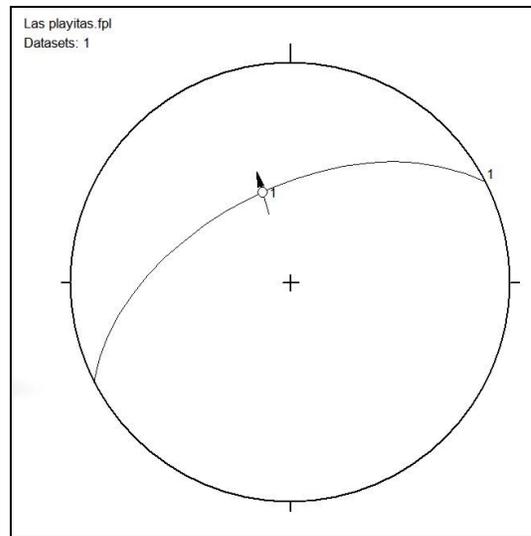
**Figura 6.31.** Representación de las fallas medidas en la estación M4 (en red de Schmidt, hemisferio inferior).

### 6.4.5 Estación mesotectónica M5.

Esta estación se ubica al norte del poblado de Las Playitas, en la vertiente norte de un cerro alargado de orientación noreste, en el cual aflora la Formación Isnotú (ver Fig. 4.43 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 5). En esta estación solo se consiguió medir una falla, encontrándose en la tabla 6.7 sus datos y en la figura 6.32 su representación estereográfica.

**Tabla 6.7. Datos de la falla medida en la estación M5.**

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	N63°E55°N	84°N	Normal



**Figura 6.32.** Representación de la falla medida en la estación M5 (en red de Schmidt, hemisferio inferior).

#### 6.4.6 Estación mesotectónica M6

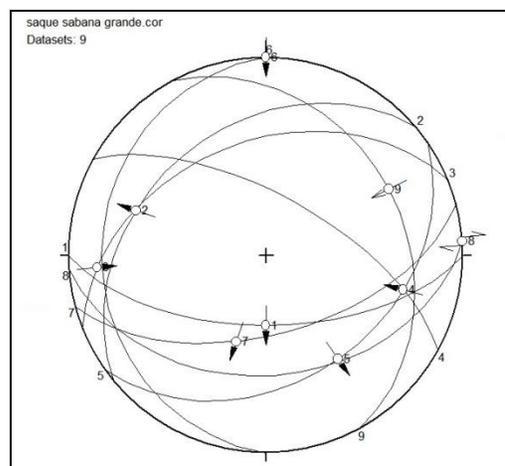
La estación M6 ubicada en un saque de material al este de la población de Sabana Grande, se levanto en un afloramiento de la Formación Isnotú, donde los estratos presentan una orientación  $N5^{\circ}E35^{\circ}N$  (ver Fig. 6.33 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 6). Los datos tomados en esta estación se exhiben en la tabla 6.8 y los gráficos correspondientes a la representación estereográfica de las fallas en la figura 6.34, en donde se observan dos familias de falla una con sentido NEE y la otra con sentido noroeste. Además en las figura 6.35 y 6.36 se muestran las fallas F1 y F6 estudiadas en esta estación.



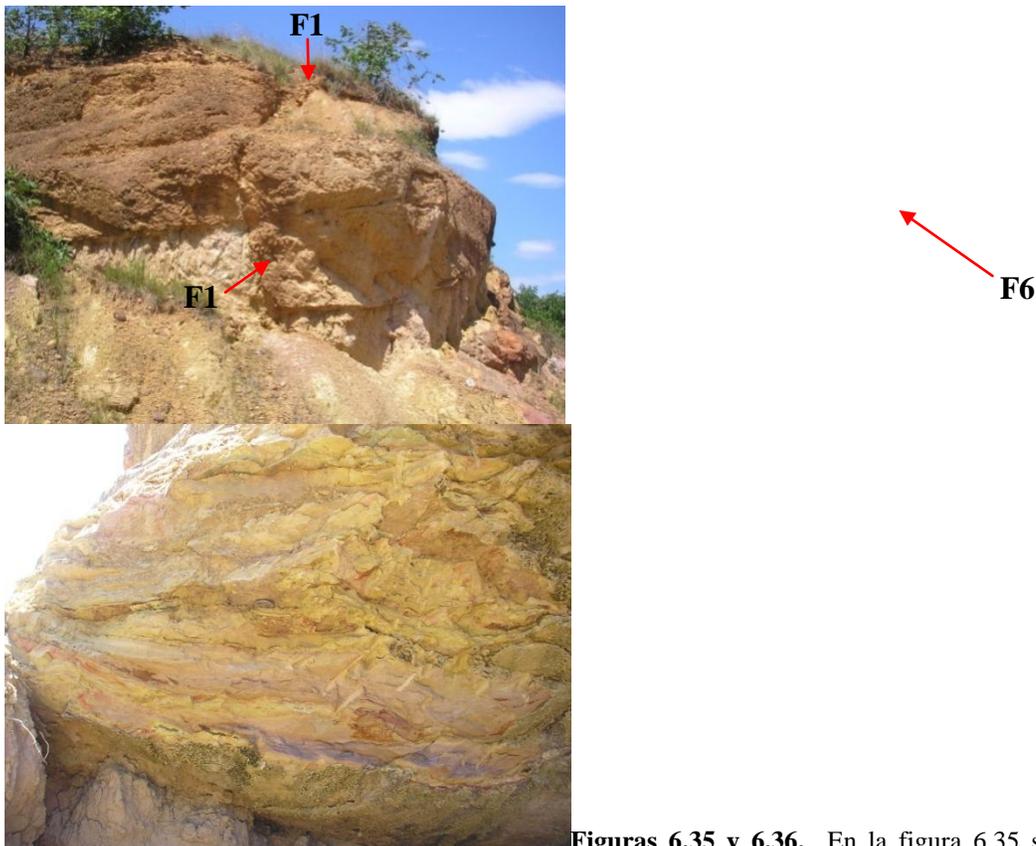
**Figura 6.33.** Estación mesotectónica M6, resaltando la ubicación de las fallas F1 y F6. Rumbo de la vista: N-S.

Tabla 6.8. Datos de la población de fallas medidas en la estación M6

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	E-W 61°S	90°	Normal
F2	N50°E35°N	64°N	Normal
F3	N68°E42°N	23°S	Dextral
F4	N61°W65°N	32°S	Inversa
F5	N55°36°S	90°	Normal
F6	N-S18°W	0°	Sinextral
F7	N75°E57°S	70°S	Normal
F8	N86°E39°S	0°	Dextral
F9	N28°W30°N	90°	Inversa



**Figura 6.34.** Representación de las fallas medidas en la estación M6 (en red de Smichdt, hemisferio inferior).



**Figuras 6.35 y 6.36.** En la figura 6.35 se observa el plano de falla normal F1, el cual corta todo el afloramiento, ocasionando el colapso de la ladera sur de la loma observada en la foto. En la figura 6.36 se muestran los planos de falla generados dentro de una capa de lutita, con desarrollo de espejos de falla, destacando la posición del plano de falla F6.

#### 6.4.7 Estación mesotectónica M7

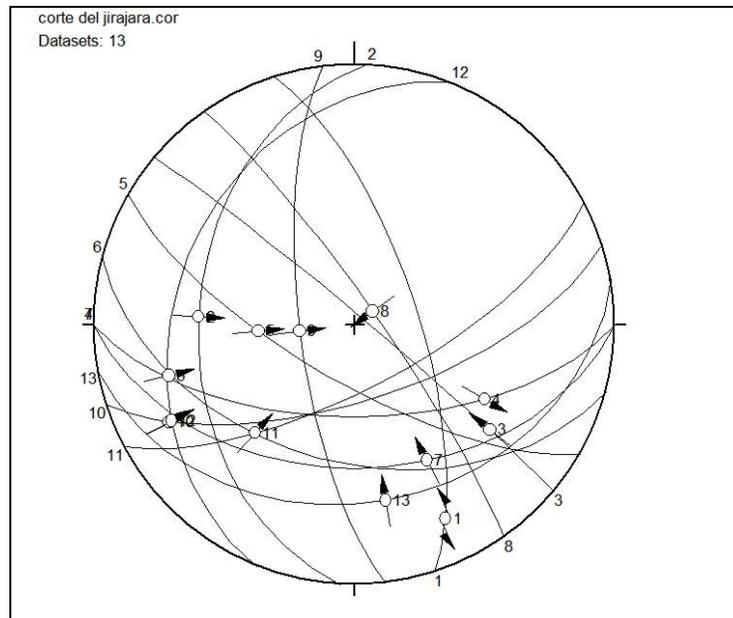
LA estación mesotectónica M7 se localiza en un talud cortado por el río Jirajara, en su margen este a la altura de su intercepción con la carretera Panamericana. En esta sección aflora la Formación Isnotú, exhibiendo una orientación  $N32^{\circ}W27^{\circ}N$  (ver Fig. 6.37 y descripción litológica detallada en la sección estratigráfica 7). En la tabla 6.9 se muestran los datos de las fallas medidas en esta estación y en la figura 6.38 se muestra su representación estereográfica, en la cual se aprecia dos tendencias en las orientaciones de las fallas una principalmente ENE-WSW y otra NW-SE. Además en las figuras 6.39 y 6.40 se muestra la familia de fallas presente en estación.



**Figura 6.37.** Estación mesotectónica M7. Rumbo de la foto: N85°W.

**Tabla 6.9.** Datos de la población de fallas medidas en la estación M7.

Falla	Actitud	Pitch	Cinemática
F1	N18°W70°N	20°S	Sinextral
F2	N3°E40°W	90°	Inversa
F3	N50°S87°N	61°S	Inversa
F4	E-W61°S	50°S	Normal
F5	N60°W72°S	66°S	Inversa
F6	N75°W46°S	40°S	Inversa
F7	E-W44°S	69°S	Inversa
F8	N35°W83°N	90°	Inversa
F9	N7°W73°W	90°	Inversa
F10	N72°E66°S	23°S	Inversa
F11	N62°E70°S	44°S	Inversa
F12	N22°E32°N	45°S	Inversa
F13	N80°E32°S	87°S	Inversa



**Figura 6.38.** Representación de las fallas medidas en la estación M7 (en red de Schmidt, hemisferio inferior).



**Figuras 6.39 y 6.40.** En la figura 6.39 se observa la familia de planos de falla, característica de la estación M7, generada en una capa de lutita. Y la figura 6.40 muestra un acercamiento a uno de estos planos de falla, donde se aprecia su superficie marcadamente estriada.

## 7. ANÁLISIS E INTERPRETACIONES

En este capítulo serán caracterizadas las evidencias geomorfológicas de deformación presentes en la cuenca de Monay e igualmente se muestra el análisis de los tensores de esfuerzos correspondientes a cada una de las estaciones mesotectónicas levantadas, así como el cálculo de la tasa de deformación para la falla de Valera. Todo esto, con la finalidad de establecer la evolución tectónica de la zona de estudio.

### 7.1 EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

El aspecto más relevante que presentan las evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la cuenca de Monay, es que estas se pueden agrupar en dos entidades: Unas asociadas a pulsos de levantamiento y otras relacionadas principalmente a fallamiento transcurrente.

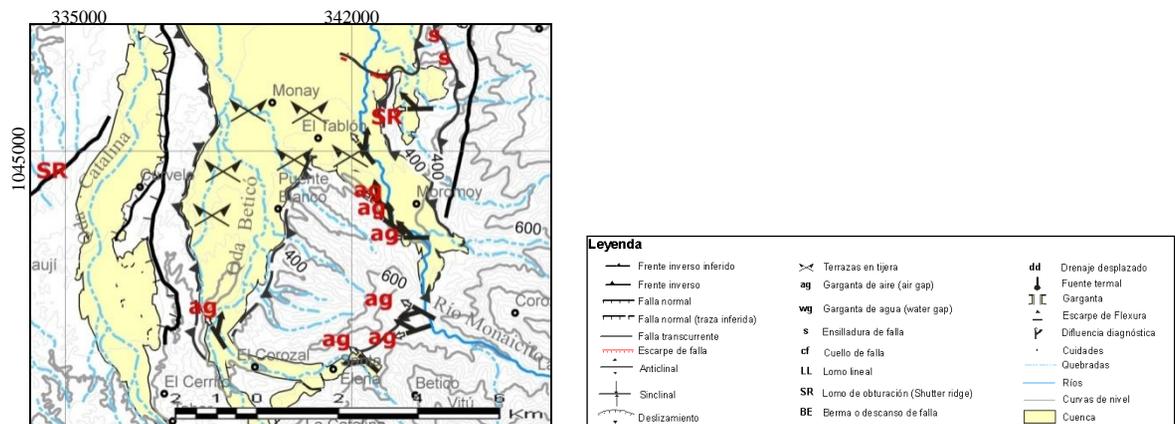
#### 7.1.1 Evidencias relacionadas a pulsos de levantamiento

Estas se encuentran diseminadas a lo largo de toda la cuenca, indicando una elevación general de la misma, agrupándose en diferentes densidades en varios sectores. De sur a norte se tiene:

- En dirección sur franca en la cuenca, (ver figuras 6.3 y 7.1) se halla un gran número de evidencias geomorfológicas, destacándose en principio seis abras de viento, las cuales dejaron de funcionar como gargantas de agua en diferentes periodos, siendo las edades determinadas por la correspondencia del nivel base de las abras con los topes de los distintos niveles de terraza Q presentes en la zona, teniéndose que 3 de las mas sureñas se convirtieron en abras de viento en la fase Q<sub>5</sub>; en la más meridional y en la más occidental el paso del agua se detuvo en el periodo Q<sub>4</sub> y las dos septentrionales con el cambio de gargantas a abras de viento en las edades Q<sub>4</sub> y Q<sub>3</sub>, siendo la más joven la mas norteña, todas estas con difluencias asociadas a la misma edad, pertenecientes al Río Monaicito, a la Qda. Beticó y a la Qda. Naranjal,

- continuando dichas difluencias su migración hacia el norte y disminuyendo en edad simultáneamente, hasta llegar a la fase más reciente de  $Q_1$  a  $Q_0$ .

Otra característica relevante en esta zona es el desarrollo de terrazas en tijera que abarcan edades desde  $Q_5$  hasta  $Q_2$  basculadas en dirección NNE y la presencia de dos escarpes de falla de dirección E-W, hacia la parte noreste de esta zona, asociados a un frente inverso que se hace ciego al avanzar hacia el oeste, lo cual explica la disposición de las terrazas en tijera existentes en el área. Todo esto indica una serie de pulsos de levantamiento que se generan desde la edad  $Q_6$  aproximadamente desde el límite Plioceno-Pleistoceno, (Schubert y Vivas 1993) hasta la actualidad.



**Figura 7.1.** Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en el área sur de la cuenca (Extracto de la figura 6.3).

- En la zona media, los indicios de fallamiento activo están restringidos a los márgenes de la cuenca, encontrándose en ambos alineados en dirección N-S, tal como se muestra en las figuras 6.3 y 7.2. En la ladera este se aprecia, en primer lugar, una serie de escarpes de flexura con declive hacia el oeste, en los que los de las áreas sur y media, poseen una orientación N-E y N-S respectivamente, terminando sus declives en escarpes de fallas paralelos a su orientación, correspondientes al frente inverso que define el límite este de la cuenca. Y los de la parte norte se presenta uno bien desarrollado en un nivel de terraza de edad  $Q_2$  fuertemente basculado y los otros como escarpes de flexura incipientes, seguramente relacionados con un

fallamiento inverso ciego que se encuentra generando una nueva escama del sistema inverso.

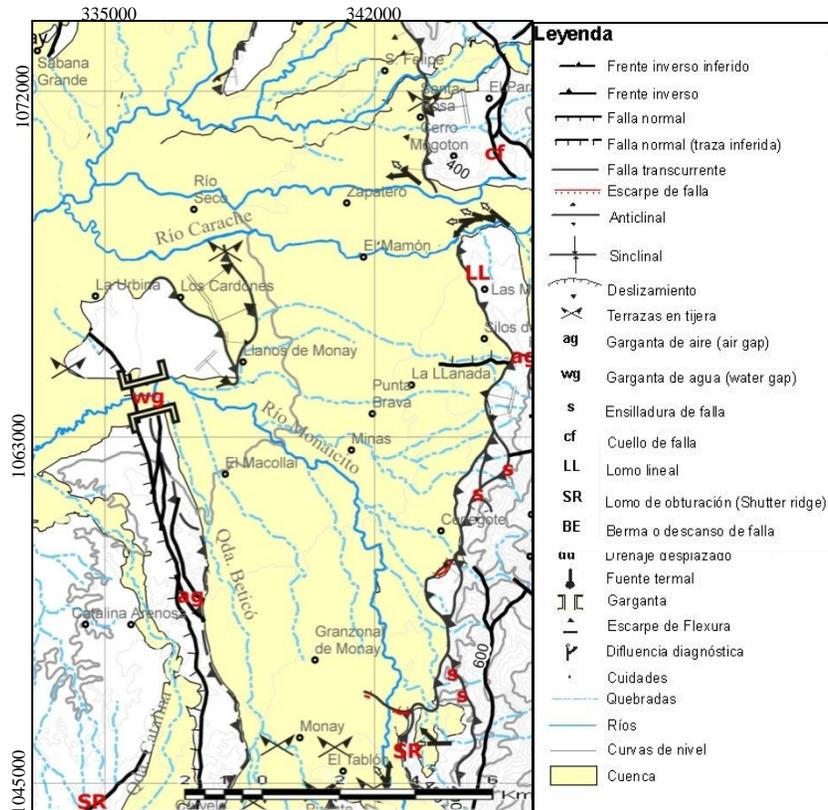
En este magren también se reconocen dos lomos lineales de rumbo N-S, definidos por las secciones de la Formación Betijoque fuertemente basculadas hacia el oeste, encontrando en cada uno, una abra de viento, las cuales la del cerro sur, funciona como garganta de agua hasta  $Q_1$ , mientras que el paso del agua ceso a partir de  $Q_4$  en el cerro norte. Hallándose en el tope de dicho cerro remanentes de terrazas, que llegan a ser de edad  $Q_5$ . Ambos fenómenos también definen a estas lomas como lomos de obturación, ya que el drenaje en algún momento fluyó sobre estos y ahora se muestra bloqueado y controlados por los mismos.

Sobre esta ladera al igual se muestran una serie de ensilladuras y bermas de falla vinculadas a fallas transcurrentes localizados al este del frente de corrimientos.

Otra característica resaltante dentro de esta área es la presencia de una serie de difluencias progresivas de los Ríos Carache y Seco, que marcan cambios en el curso de agua de sentido N-W a rumbos E-W, originados en el rango de definido desde  $Q_2$  hasta  $Q_0$ .

Por otro lado, en la ladera oeste del valle, en esta zona media, se tiene: El desarrollo de un abra de viento que fue abandonada por el agua al pasar el periodo  $Q_3$ ; la presencia de una garganta de agua cuyo flanco norte es establecido por un cerro aislado; y la ocurrencia de terrazas en tijera hacia las faldas occidental y oriental, de dicho cerro. Encontrándose las occidentales conformadas por un nivel  $Q_3$  basculado hacia el este, cuyo contacto con el cerro está definido por una falla normal con su declive en la misma dirección de la terraza; y las orientales por niveles  $Q_2$  y  $Q_3$  que se encuentran deformados en escarpe de flexura asociados al frente inverso de vergencia este ubicado en este margen.

Todo esto indicando que ambos frentes se encuentran en un periodo de elevación progresiva desde al menos la fase  $Q_6$ .



**Figura 7.2.** Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la zona media de la cuenca (Extracto de la figura 6.3).

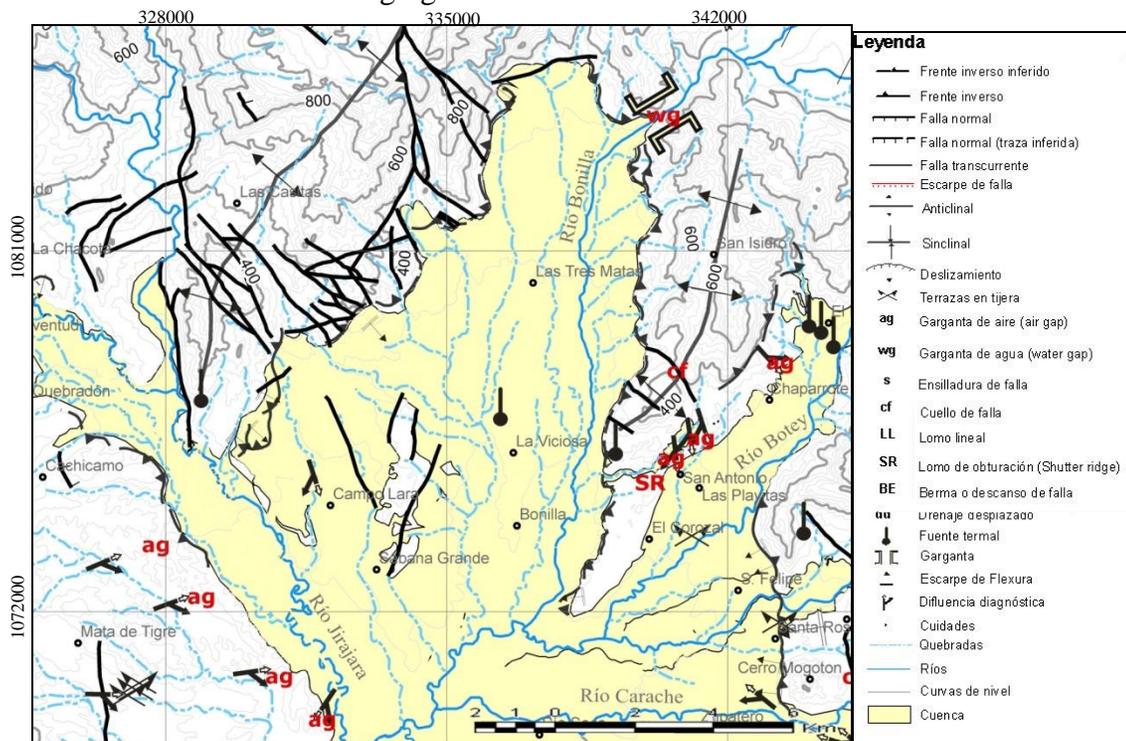
- En lo que respecta a la franja norte de la cuenca, se tiene que hacia el oriente, en la vertiente septentrional del valle del Río Botey, se hallan cuatro abras de viento alineadas en dirección NE, sobre la línea de cresta de un lomo de obturación lineal, conformado por una sección de la Formación Isnotú, marcadamente basculada. Estas gargantas fueron abandonadas en las fases  $Q_2$  la más sureña,  $Q_4$  la intermedia y  $Q_3$  las dos más septentrionales, lo cual indica un ascenso progresivo de este sector generado por el crecimiento y la extensión del plegamiento de eje en sentido e inmersión NE-SW hallado en la esquina noreste del mapa (Ver figuras 6.3 y 7.3).

Este hecho se encuentra sustentado por: El desarrollo de una terraza en tijera presente dentro del valle ya mencionado, dado por un nivel  $Q_1$  inclinado hacia el sur; por la difluencia hacia el oeste de los drenajes encontrados al norte del poblado Sabana Grande, producto del alargamiento del plegamiento en dirección a su eje; por el intenso entallamiento de la garganta de agua del Río Bonilla, ubicada hacia el NNE de la cuenca; y por los escarpes de flexura desarrollados sobre las terrazas  $Q_3$

y Q<sub>4</sub>, siendo el de esta última uno incipiente, en contacto con el flanco este del anticlinal localizado en las adyacencias de la localidad Las Casitas.

Hacia el límite oeste de la cuenca, en esta franja norte, ocurren cuatro abras de viento alineadas hacia el noroeste, sobre una fila cuya vertiente este cae hacia el valle del río Jirajara, funcionando como gargantas de agua hasta la fase Q<sub>4</sub> las dos septentrionales y hasta la fase Q<sub>3</sub> las dos meridionales, y presentando cada una de éstas una difluencia en la que el cambio de los curso de agua fue en dirección sureste, lo cual indica un levantamiento progresivo del noroeste hacia el sureste.

- En el sector WSW se halla solo una evidencia, aunque no por esto menos importante. En esta zona destaca una garganta entallada que representa la única salida de agua de la cuenca, lo cual es indicio del levantamiento que se ha producido en la cuenca al tener que reunirse todo el drenaje presente en ésta para lograr salir de la misma a través de una estrecha garganta.



**Figura 7.3.** Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo presentes en la franja norte de la cuenca (Extracto de la figura 6.3).

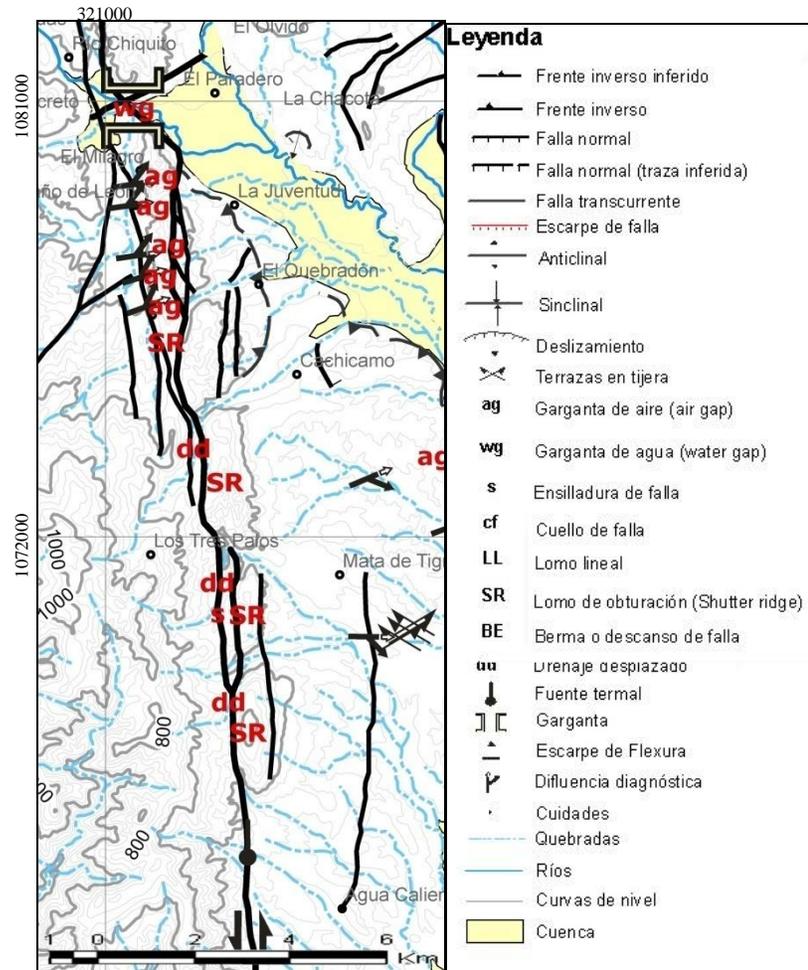
### 7.1.2 Evidencias relacionadas a fallamiento transcurrente

Las evidencias relacionadas a fallamiento transcurrente se encuentran restringidas hacia el sector noroeste de la cuenca, tal como se exhibe en la figura 7.4, mostrándose alineadas en dirección N-S, destacando como rasgo principal una serie de lomos de obturación perfectamente alineados, en los cuales los drenajes obturados se manifiestan como drenajes desplazados en bayoneta sinistral. Además se observan una serie de ensilladuras y cuellos de falla, ubicados generalmente en la parte oeste de estos lomos.

También destacan un drenaje descabezado y un grupo de 3 terrazas dispuestas en tijera, en la ribera norte del drenaje ya mencionado, correspondientes a los niveles locales  $Q_5'$ ,  $Q_5''$  y  $Q_5'''$ , presentes únicamente en este sector.

Todas éstas morfología resaltan de la actividad de la zona de falla de Valera, específicamente las primeras evidencias a la Falla de Valera en sí y las segundas a un “riedel” sintético de la misma, que además del movimiento sinistral, levanta su bloque este, como lo evidencia el descabezamiento del drenaje y la disposición de las terrazas en tijera.

Otro aspecto resaltante de esta zona es lo constituye el lomo obturador mas norteño, que genera 5 abras de viento, que funcionan como tal a partir de el periodo  $Q_5$ , exceptuando la más meridional que fungió como tal desde la edad  $Q_4$ , y que el límite norte de este cerro obstructor está definido por una estrecha garganta de agua. todas estas evidencias apuntan a que este sector sufre un proceso de levantamiento aunado a la deformación transcurrente sinistral.



**Figura 7.4.** Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo asociadas principalmente a transcurrancia, presentes en el sector noroeste de la cuenca (extracto de la figura 6.3).

## 7.2 TENSORES DE ESFUERZO LOCALES

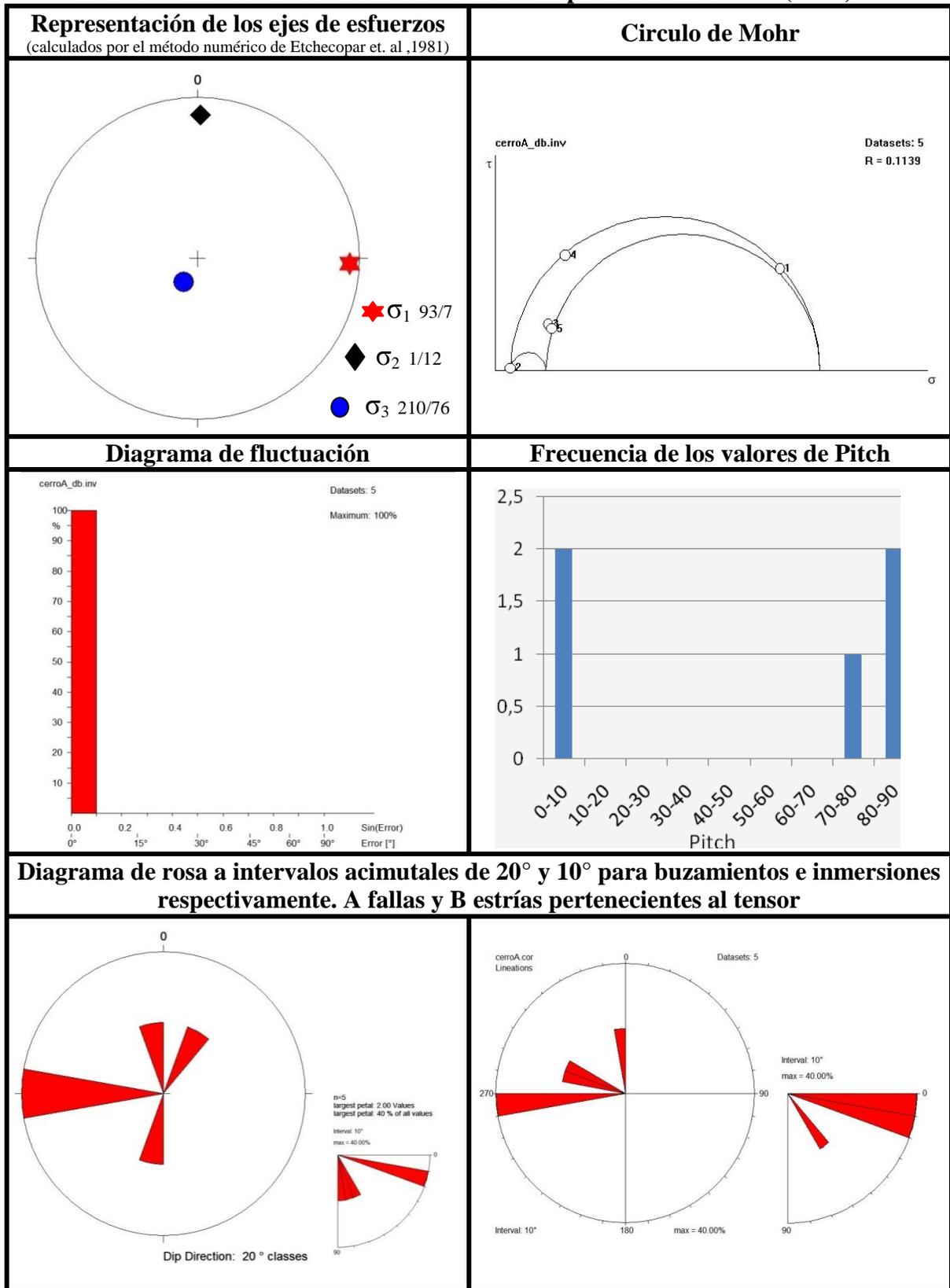
Las poblaciones de falla medidas en las diferentes estaciones mesotectónicas, con un número mayor o igual a 4 mediciones, se analizaron con los programas FAILLE versión 4.0 y Tectonics FP versión 1.6.4, donde el primero fue desarrollado por ETCHECOPAR & VASSEUR (1992), basándose en el método de ETCHECOPAR et. al (1981), y el segundo fue creado por REITER & ACS (2007), a partir del método de ANGELIER & MECHLER (1977). En el caso de poblaciones de falla con 3 o menos mediciones, fueron estudiadas por el método gráfico de los diedros rectos de ANGELIER (1979).

A partir de las pautas planteadas en el párrafo anterior, se determinaron un total de nueve tensores de esfuerzo a lo largo de las siete estaciones mesotectónicas, debido a que en dos de las estaciones (M6 y M7) se establecieron dos tensores de esfuerzos. De estos, ocho fueron definidos por medio del empleo de los métodos numéricos y uno por el método gráfico. Los primeros, al contar con mayor cantidad de datos, fueron tomados como base para el análisis del estado de esfuerzos regional que presenta la cuenca y el segundo como referencia y apoyo a los inicialmente nombrados. Además, también se estudió las tendencias de las características geométricas de las fallas involucradas en cada uno de los estados de esfuerzos locales definidos por los métodos numéricos, al igual que la relación de todos estos factores con las principales estructuras de deformación presentes en la zona.

### **7.2.1 Estación mesotectónica M1**

La estación M1 se ubica sobre el frente inverso, de orientación N-S, que define el límite sureste de la cuenca, ver figura 6.18. En esta se definió, mediante el programa *Tectonics* únicamente, un tensor de esfuerzo (TM1), tal como se muestra en la tabla 7.1, en el cual se presenta el esfuerzo máximo  $\sigma_1$  en posición horizontal de orientación E-W, el intermedio  $\sigma_2$  también horizontal en sentido N-S y el mínimo  $\sigma_3$  como vertical, exhibiendo un valor de “Rapport” (relación de esfuerzos)  $R= 0,11$ . Esto define un estado de esfuerzo compresivo uniaxial con una marcada componente transcurrente, dado que  $\sigma_2$  tiende a  $\sigma_3$ .

**Tabla 7.1 Datos del tensor de esfuerzo obtenido para la estación M1 (TM1)**



En el diagrama de fluctuación se aprecia que todos los datos se encuentran dentro del rango mínimo de error esperado, lo cual se explica debido a la poca cantidad de datos tomados en esta estación, por lo que se podría decir que el resultado hallado no es completamente seguro, pero al concordar perfectamente con la disposición de la estructura de deformación principal presente en la localidad, este será tomado como uno de los tensores base a la hora de establecer el régimen regional.

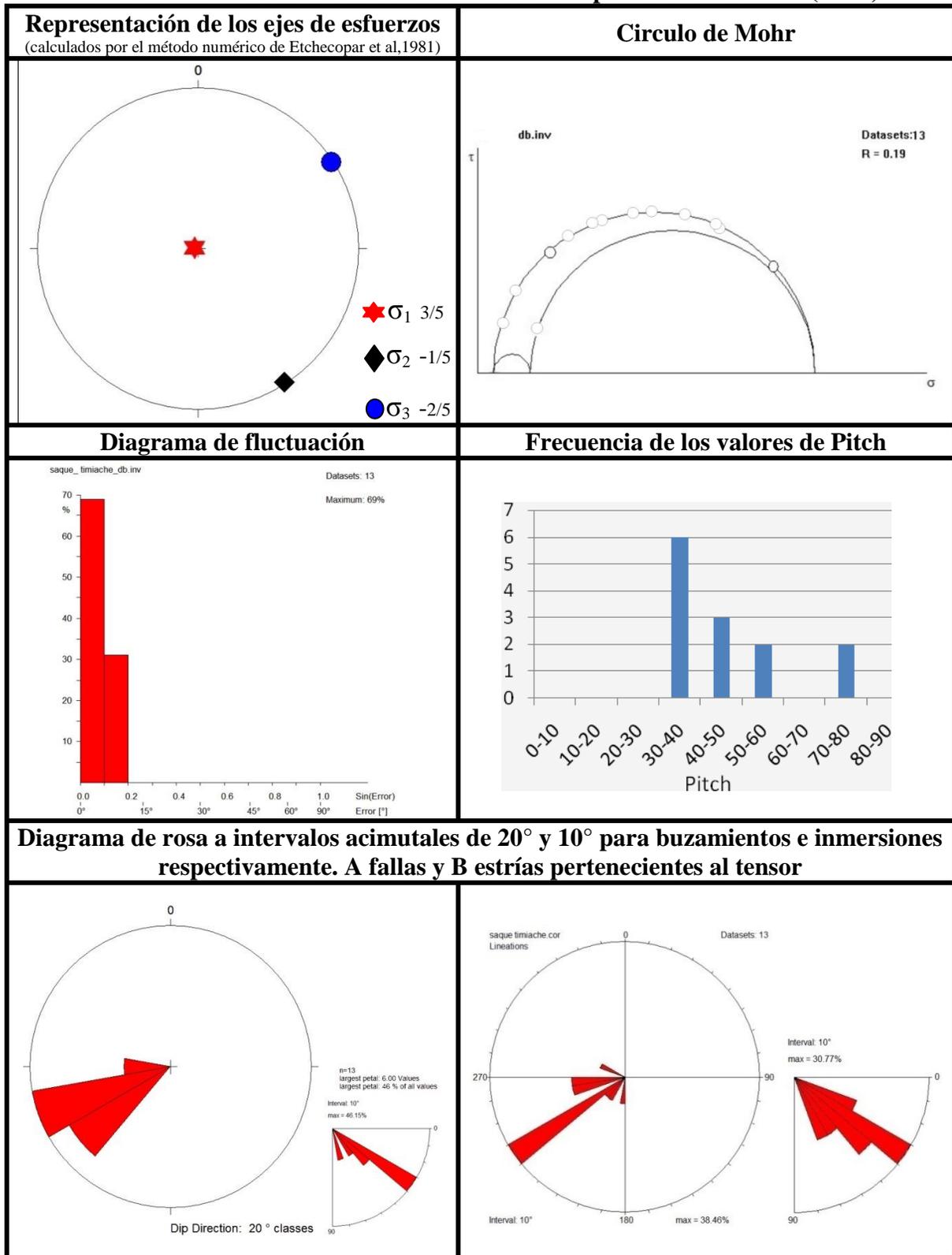
En cuanto a la disposición geométrica de las características de los planos de falla examinados en esta estación (ver tabla 7.1), se tiene que estos se tienden a orientar en dos direcciones preferenciales, una E-W y la otra N-S, encontrándose sus buzamientos agrupados también en dos tendencias, la primera de altas pendientes y la segunda de bajas pendientes. Por otro lado, las estrías se muestran con plunges (inclinación) que se hallan principalmente en el rango E-W y WNW, con inclinaciones primordialmente en el orden de  $0^\circ$  a  $20^\circ$ , y con valores de cabeceo que se reúnen en dos patrones uno de alto ángulo mayor a los  $70^\circ$  y otro de bajo ángulo menor a los  $10^\circ$ , lo cual concuerda perfectamente con el régimen compresivo transcurrente establecido para este sector, ya que definen movimientos de buzamiento y rumbo deslizantes.

### 7.2.2 Estación mesotectónica M2

La estación M2 al igual que la anterior, se ubica sobre el frente inverso que define el límite este de la cuenca, pero hacia su zona media. Sus datos fueron analizados por los dos métodos numéricos, obteniendo en ambos resultados sumamente similares entre sí, resultando un tensor de esfuerzos caracterizado por un  $\sigma_v = \sigma_1$ , y  $\sigma_3$  y  $\sigma_2$  horizontales con dirección  $N52^\circ E$  y  $N43^\circ W$  respectivamente, con un valor de “Rapport” (R)=0.2 (ver tabla 7.2), estableciendo de esta manera un régimen distensivo radial con una suave componente transcurrente.

Sobre el diagrama de fluctuación tenemos que un 69% de los datos se ubican dentro de un rango de error despreciable y un 30% se ubican como de error bajo, generando un tendencia de alta pendiente negativa por lo que se puede decir que este tensor de esfuerzo

**Tabla 7.2 Datos del tensor de esfuerzo obtenido para la estación M2 (TM2)**



una alta confiabilidad, dado el número considerable de mediciones empleadas para determinar este tensor.

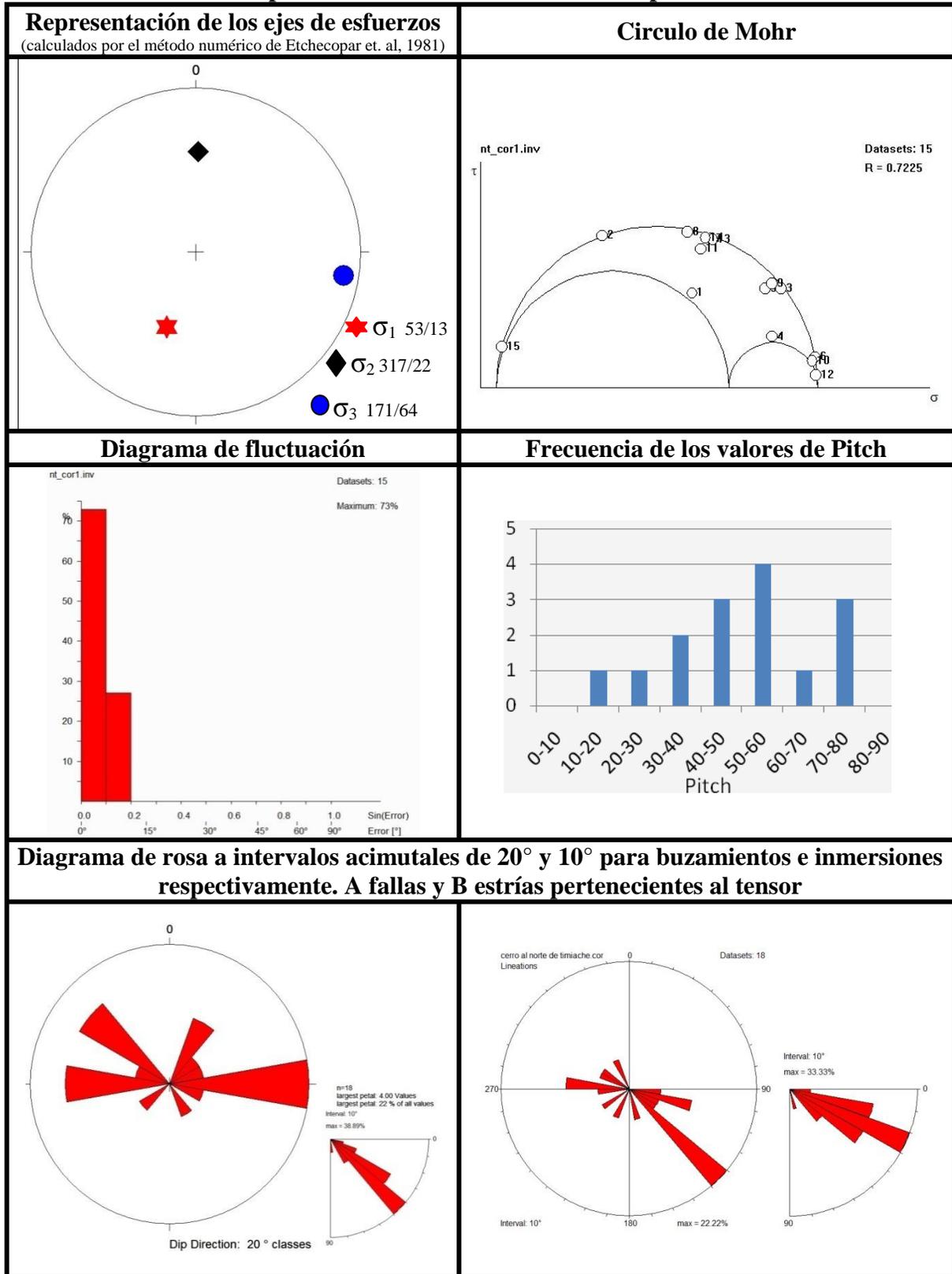
En lo que respecta a la disposición geométrica de las fallas, las mismas presentan una clara tendencia a buzarse en dirección WSW, con inclinaciones entre los 30° y los 40° principalmente. En éstas, las estrías exhiben plunges en el rango de 30°-40° principalmente en sentido SW y valores de “pitch” (cabeceo) que se hallan en los rangos de 30°-60° y 70°-80°, indicando una fuerte componente de buzamiento en el desplazamiento de las fallas, lo cual corresponde perfectamente a la configuración de esfuerzos determinada en esta estación.

### 7.2.3 Estación mesotectónica M3

La estación M3 se haya localizada cercana a la estación M2, específicamente al noreste de la última, siendo sus mediciones procesadas por ambos métodos numéricos, cuyos resultados se apoyan entre sí, señalando un estado de esfuerzos caracterizado por el esfuerzo máximo en posición subvertical, y el mínimo y el intermedio orientados ESE y NNE respectivamente, con un valor de  $R=0.72$ , lo que define un fallamiento normal con una marcada componente de rumbo, en el que la distensión ocurre en dirección ESE. Por otro lado se tiene que este tensor es altamente confiable, como se puede ver en el diagrama de fluctuación presente en la tabla 7.3, en el que se observa que el 73% de los datos se encuentran en el rango de error despreciable y el 27% con un error muy bajo, lo cual aunado a la cantidad de datos considerados en el análisis de este tensor, confirma su alta fiabilidad.

En lo que corresponde a la configuración de las fallas, se tiene que sus buzamientos se disponen de forma pseudoradial, resaltando la tendencia E-W dentro de esta disposición, ubicándose principalmente en el rango que abarca desde los 10° a los 40° de inclinación. Las inmersiones de las estrías se muestran principalmente en el rango de 10° a 40°, sin ninguna tendencia clara en cuanto a su orientación. En el diagrama de frecuencia de los valores de “pitch”, presente en la tabla 7.3, estos se encuentran diseminados desde los 10°

**Tabla 7.3 Datos del primer tensor de esfuerzo obtenido para la estación M3**



hasta los  $80^\circ$  , destacando picos dentro de los rangos de  $40^\circ$ - $60^\circ$  y  $70^\circ$  y  $80^\circ$  . lo cual soporta el movimiento normal transcurrente definido por el tensor hallado para este sector.

#### 7.2.4 Estación mesotectónica M4

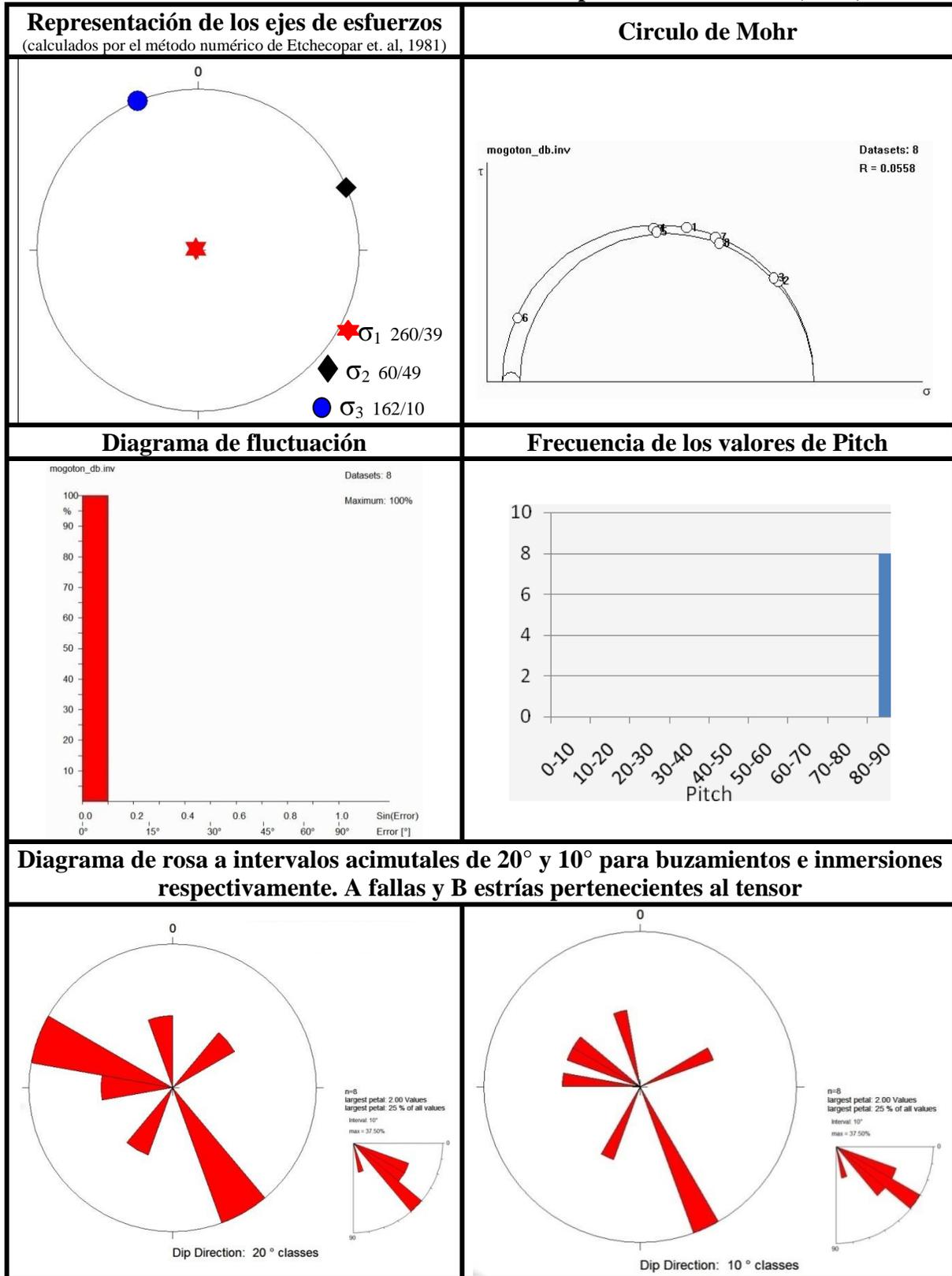
Localizándose sobre el cerro Mogotón, la estación M4 se desarrolla al este del frente inverso que define el límite oriental de la cuenca. Las mediciones tomadas en esta estación fueron analizadas únicamente por el programa *Tectonics*, obteniendo un estado de esfuerzos caracterizado por un  $\sigma_1$  en posición vertical, un  $\sigma_2$  en dirección ENE y el  $\sigma_3$  en sentido NNW, mostrando un valor  $R=0,05$ , lo que significa que  $\sigma_2 \rightarrow \sigma_3$  , definiendo así una distensión radial en este sector (ver tabla 7.4). En el diagrama de fluctuación se aprecia que el 100% de los datos se encuentran dentro del rango mínimo de error, y dado el número de mediciones, se puede decir que este tensor presenta una confiabilidad aceptable.

Por otro lado las fallas, se encuentran configuradas de la siguiente manera, los buzamientos y las inmersiones de las estrías orientados de manera casi radial, resaltando dentro de esta las pendientes en sentidos WNW y SE, con inclinaciones ubicadas primordialmente dentro del rango que va desde los  $20^\circ$  hasta los  $50^\circ$ , y con valores de cabeceo que se agrupan primordialmente entre los  $80^\circ$  y  $90^\circ$ , indicando desplazamientos principalmente de buzamiento lo cual sustenta el tensor de estado de esfuerzos presentes en esta estación.

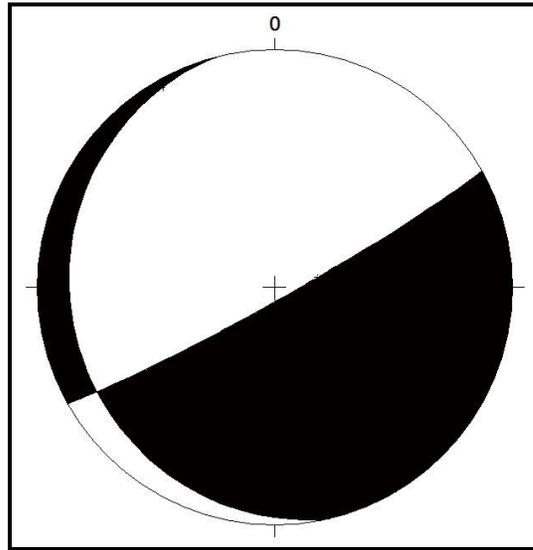
#### 7.2.5 Estación mesotectónica M5

Esta se encuentra al norte de la población San Antonio, sobre el flanco sur del anticlinal presente en este sector. En esta estación solo se realizó una medición por lo que la misma fue procesada por el método gráfico de los diedros rectos de ANGELIER (1979), como se muestra en la figura 7.5, siendo los datos desbasculados antes de procesarlos, obteniendo de esta manera un estado de esfuerzos compresivo en el que el esfuerzo máximo se encuentra orientado NW-SE. Dicho estado de esfuerzos sólo será tomado como referencia a la hora de establecer el tensor general presente en la

**Tabla 7.4 Datos del tensor de esfuerzos obtenido para la estación M4 (TM4)**



cuenca, ya que al presentar una sola medición, este resultado es de muy poca fiabilidad, aunque puede resultar de utilidad al ser comparado con los otros tensores de mayor exactitud determinados en el sector de Monay.



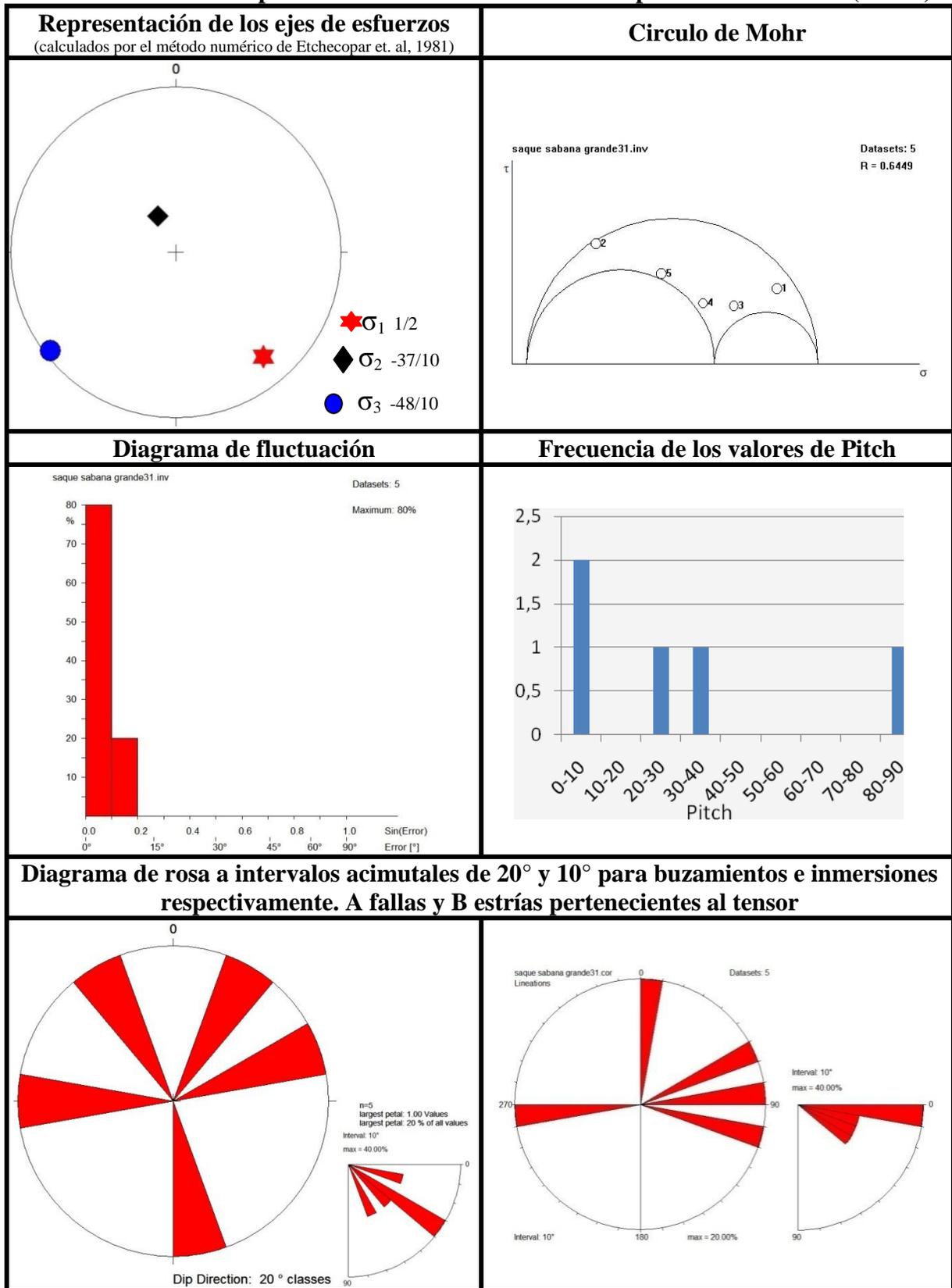
**Figura 7.5.** Diagrama que muestra el resultado del análisis por el método gráfico de diedros rectos de ANGELIER (1979) de la fallas medida en la estación M5, por medio del cual se obtuvo el tensor (**TM5**).

### 7.2.6 Estación mesotectónica M6

Esta estación se encuentra ubicada sobre la extensión hacia la cuenca del plegamiento mencionado. Los datos fueron analizados por los dos métodos numéricos, obteniendo resultados por ambos métodos, muy similares entre si, los cuales indican la presencia de dos tensores de esfuerzos en esta estación.

Para el primer tensor (**TM6a**), cuyos datos se muestran en la tabla 7.5, se tiene que  $\sigma_v = \sigma_2$ ,  $\sigma_1$  con orientación NW-SE y  $\sigma_3$  con dirección NE-SW, con un valor de  $R=0.64$ , definiendo un régimen principalmente transcurrente con una sutil componente de buzamiento. En cuanto a su confiabilidad se tiene que el diagrama de fluctuación muestra un 80% de los datos con un error despreciable, siendo esto esperado debido a la baja cantidad de mediciones considerada para este tensor (solo cinco mediciones), por lo que se

**Tabla 7.5 Datos del primer tensor de esfuerzo obtenido para la estación M6 (TM6a)**



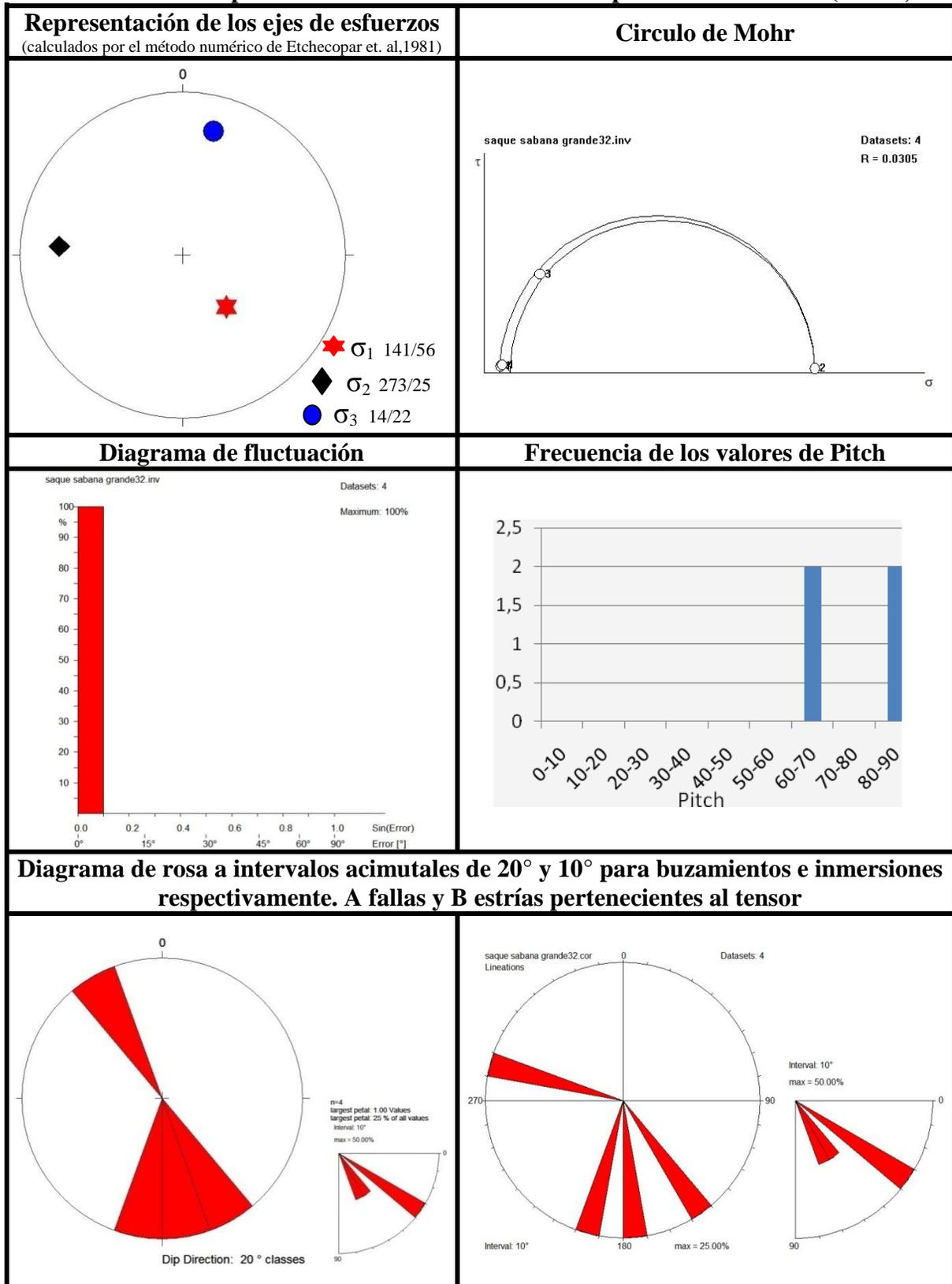
puede decir que el mismo no es 100% confiable, pero es acorde con el tipo y la disposición de la deformación presente en sus adyacencias ( falla de Valera y plegamiento) por que será considerado a la hora de establecer el estado de esfuerzos presente en Monay.

En cuanto a la disposición geométrica de las fallas consideradas para establecer el primer estado de esfuerzos, se tiene que sus buzamientos no presentan ninguna tendencia preferencial en términos de su orientación, no siendo así para sus grados de inclinación que se hallan principalmente entre los 30° y 40°. Para las inmersiones se tiene que estas no tienden a orientarse de manera preferencial y que su inclinación se halla por debajo de los 40°. En lo que se refiere al “pitch”, el gráfico de frecuencia de los valores del mismo, presente en la tabla 7.5, muestra un pico claro dentro de la fase menor a 10° y la mayoría de los datos agrupados por debajo de los 40° soportando la deformación principalmente rumbo- deslizante definida por el tensor de esfuerzos hallado.

Por otro lado, el segundo tensor establecido (**TM6b**) en esta estación se encuentra definido por el esfuerzo máximo en posición subvertical, el  $\sigma_2$  en dirección WNW y el  $\sigma_3$  en sentido NNE, con un valor de  $R=0.03$ , lo que es indicativo de un estado de distensión radial (Ver tabla 7.6). En lo referente a la confiabilidad de este tensor, se tiene que el diagrama de fluctuación, presente en la tabla 7.6, muestra que el total de los datos se encuentra dentro del rango mínimo de error, a causa de la poca cantidad de medidas consideradas para este tensor (solo cuatro), le confiere una bajo nivel confiabilidad a este tensor.

En lo que respecta a la configuración geométrica de las fallas relacionadas al último tensor mencionado, sus buzamientos se hallan orientados en dirección SSE-NNW primordialmente, con una inclinación preferencial próxima a los 30°-40° primordialmente. La orientación de las inmersiones de las estrías se distribuye de manera aleatoria, mostrando plunges dentro del rango de 30° a 40° mayormente, y los “pitches” se ubican con valores mayores a los 60°, denotando una componente principal de buzamiento en el desplazamiento de las fallas, lo que concuerda perfectamente con lo ya establecido por el tensor de esfuerzo determinado.

**Tabla 7.6 Datos del primer tensor de esfuerzo obtenido para la estación M6 (TM6b)**



### 7.2.7 Estación mesotectónica M7

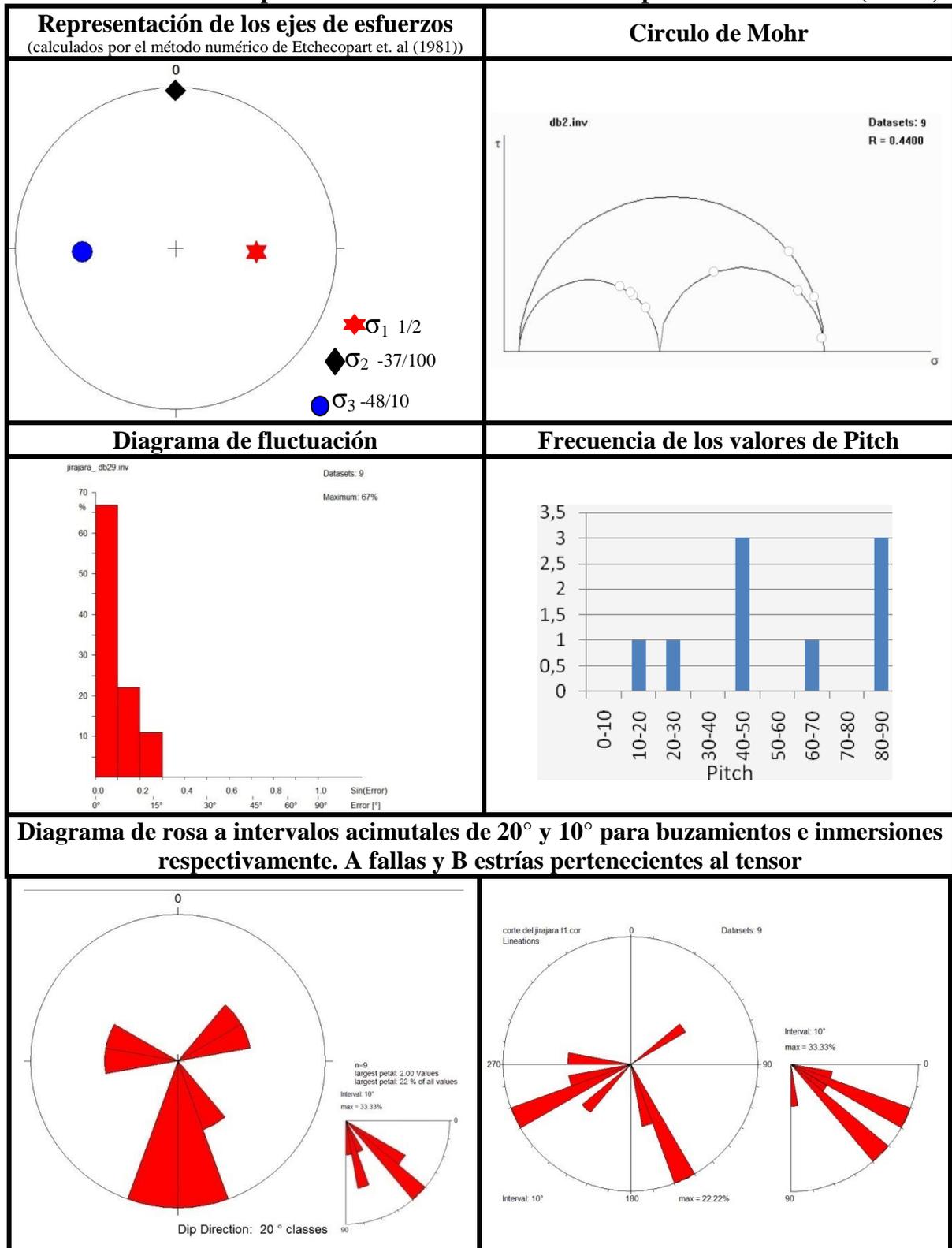
Ubicándose en cercanía a la estación anterior, específicamente hacia su suroeste, en la estación M7 también fueron determinados dos tensores de esfuerzos, mediante la aplicación de ambos métodos numéricos.

El primer tensor (**TM7a**) se encuentra caracterizado por el  $\sigma_1$  en posición intermedia (tendiendo a la vertical), el  $\sigma_2$  en dirección N-S y  $\sigma_3$  con orientación E-W, exhibiendo un valor de  $R=0.44$ , definiendo de esta manera un régimen normal con una suave componente de transcurrencia. Dicho tensor presenta una buena confiabilidad, ya que además de contar con un número importante de mediciones consideradas para su determinación, exactamente 9 medidas, el diagrama de fluctuación (ver tabla 7.7) muestra que el 67% de los datos se encuentran con un error despreciable, el 23% se encuentra con un error muy bajo y el 10% con una inexactitud baja, generando una tendencia marcada de campana negativa en apenas tres columnas, lo cual confirma lo ya postulado.

Continuando con este tensor, se tiene que las fallas relacionadas con él presentan buzamientos cuyas direcciones se agrupan en tres tendencias, la primera y más resaltante en sentido SSE a SSW, la segunda W a WNW y la tercera ENE, todas con inclinaciones que se agrupan en dos rangos principalmente uno que va desde los  $30^\circ$  a los  $50^\circ$  y el otro de  $60^\circ$  a  $90^\circ$ . Para las estrías se tiene que sus inmersiones se encuentran orientadas en los sentidos ENE-WSW y ESE mayormente, con inclinaciones que se hallan principalmente entre los rangos de  $20^\circ$ - $30^\circ$ , y  $40^\circ$ - $50^\circ$ . Por su parte los cabeceos muestran dos modas dentro del diagrama de frecuencia, presente en la tabla 7.7, en los rangos de  $40^\circ$ - $50^\circ$  y  $80^\circ$ - $90^\circ$ , soportando el movimiento principalmente normal definido por el tensor de esfuerzos.

El segundo tensor (**TM7b**) se encuentra caracterizado por el esfuerzo mínimo o intermedio, contenidos en un plano N-S subvertical y el máximo en dirección WNW-ESE, con un valor  $R=0.70$ , lo cual indica un fallamiento principalmente inverso transcurrente, que tiende a una compresión radial; o dicho en otras palabras, a un régimen compresivo restrictivo, ya que  $\sigma_2 \rightarrow \sigma_1$ . El diagrama de fluctuación para este tensor indica un 100% de los datos con un error despreciable, esto debido a la poca cantidad de datos contenidos en el análisis de dicho tensor, solo cuatro medidas.

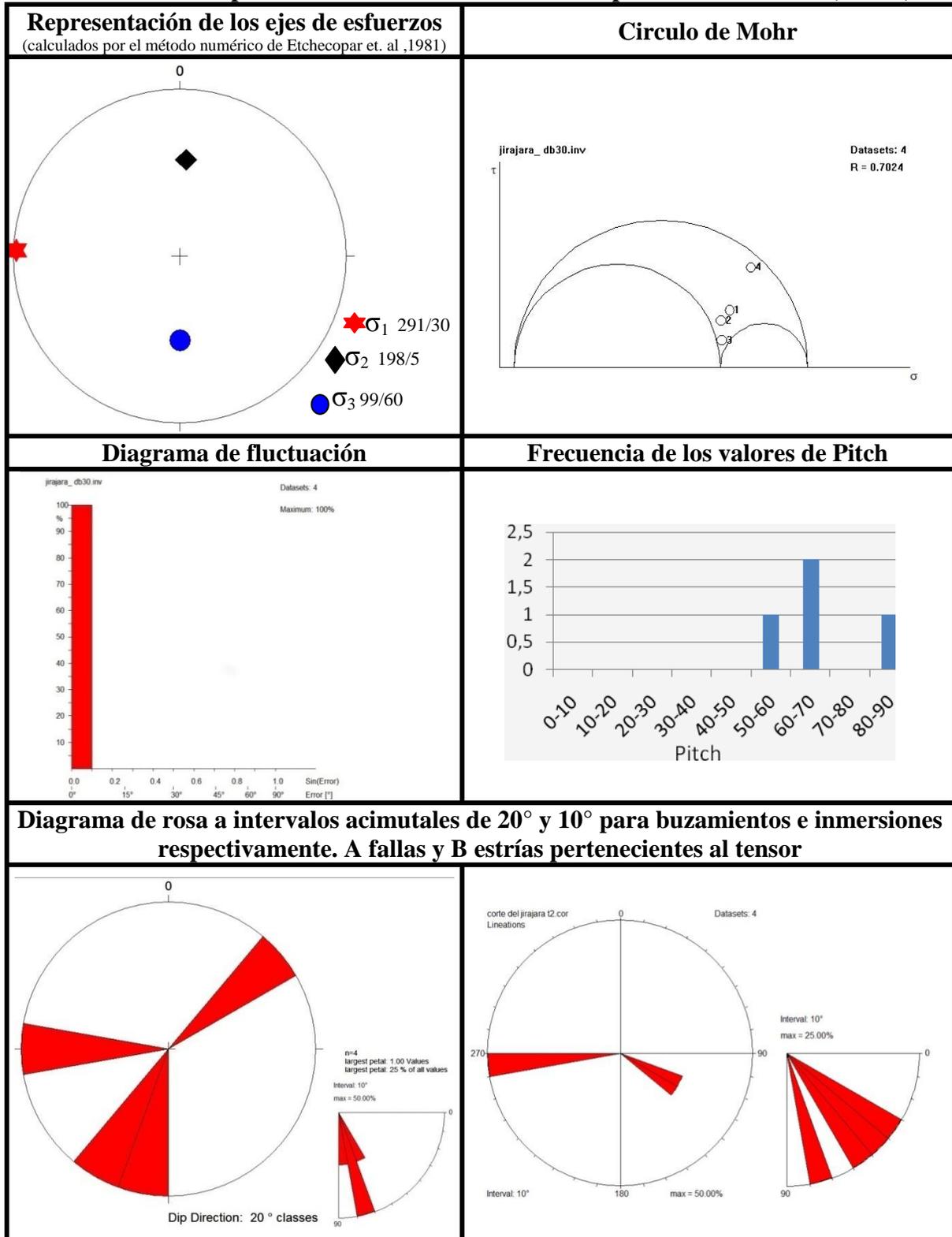
**Tabla 7.7 Datos del primer tensor de esfuerzo obtenido para la estación M7 (TM7a)**



Por lo tanto, se podría decir que este estado de esfuerzos es poco confiable por sí sólo, pero debido a su compatibilidad y proximidad geográfica con el tensor TM6a, hallado en la estación M6, puede ser tomado como soporte al momento de establecer el régimen reinante en la cuenca de Monay.

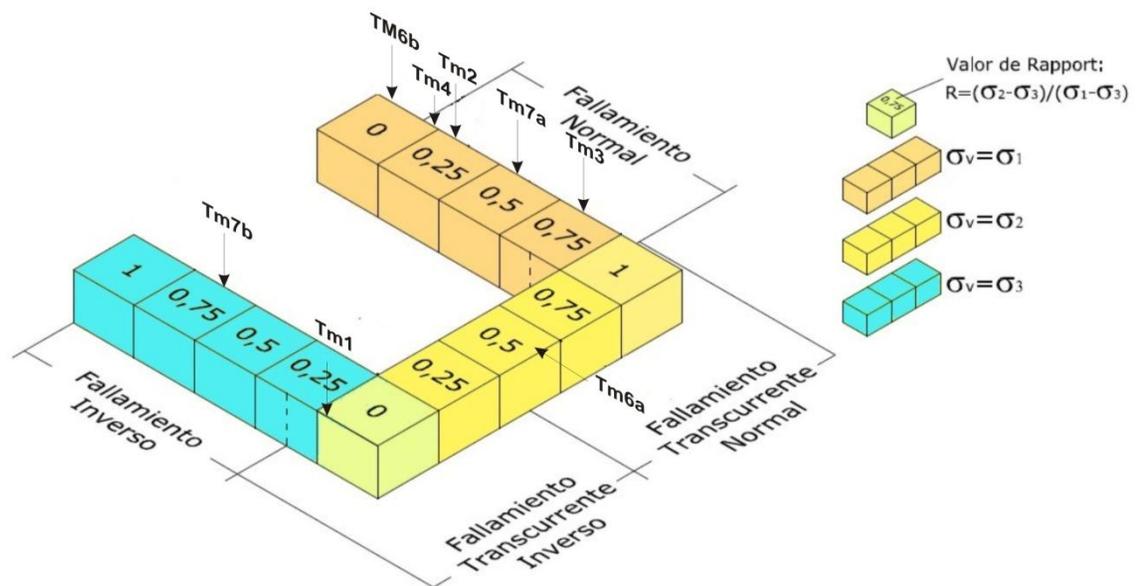
En lo que respecta a las fallas consideradas dentro de este tensor, éstas presentan el azimut de sus máximas pendientes diseminado de manera aleatoria, no siendo así para sus inclinaciones las cuales se encuentran en su totalidad por encima de los 60°. En cuanto a los “plunges” de las estrías, estos tienden a orientarse o en sentido WSW o en dirección SE, con grados de inclinación variados que no presentan ninguna tendencia clara. Por su parte, los “pitch” son todos mayores a los 50°, dejando claro la componente de buzamiento inversa dominante en este tensor.

**Tabla 7.8 Datos del primer tensor de esfuerzo obtenido para la estación M7 (TM7b)**



### 7.3 INTERPRETACIONES TECTÓNICAS

Ya tratados cada uno de los tensores de esfuerzos de manera individual, en este aparte se procederá a su análisis en conjunto, con el fin de establecer el régimen o los regímenes tectónicos imperantes en la cuenca de Monay, mostrándose en la figura 7.6 la distribución de los valores de “Rapport” hallados para cada uno de los tensores calculados por los métodos numéricos, y en la figura 7.7 la ubicación de cada uno de los tensores de esfuerzos dentro de la cuenca. Agrupándose estos de la siguiente manera: tres tensores es un estado distensivo radial (TM4, TM2 Y TM6b), dos con un régimen normal con componente transcurrente (TM3, TM7a), uno con deformación transcurrente (TM6a), otro con desplazamiento oblicuo inverso transcurrente (TM1), y finalmente uno que tiende a un estado de compresión radial (T7Mb). En conclusión pueden agruparse en dos categorías generales, la primera en la que el esfuerzo máximo tiende a una posición vertical, y la segunda en la que éste es horizontal. Por lo que se establece de esta manera la presencia de dos fases de deformación en la cuenca una principalmente distensiva y otra mayormente compresiva.



**Figura 7.6** Dominancia del tipo de fallamiento según el  $\sigma$  que ocupa la posición vertical y el valor de “Rapport”. Indicando la ubicación dentro de este de los tensores determinados en la cuenca de Monay.

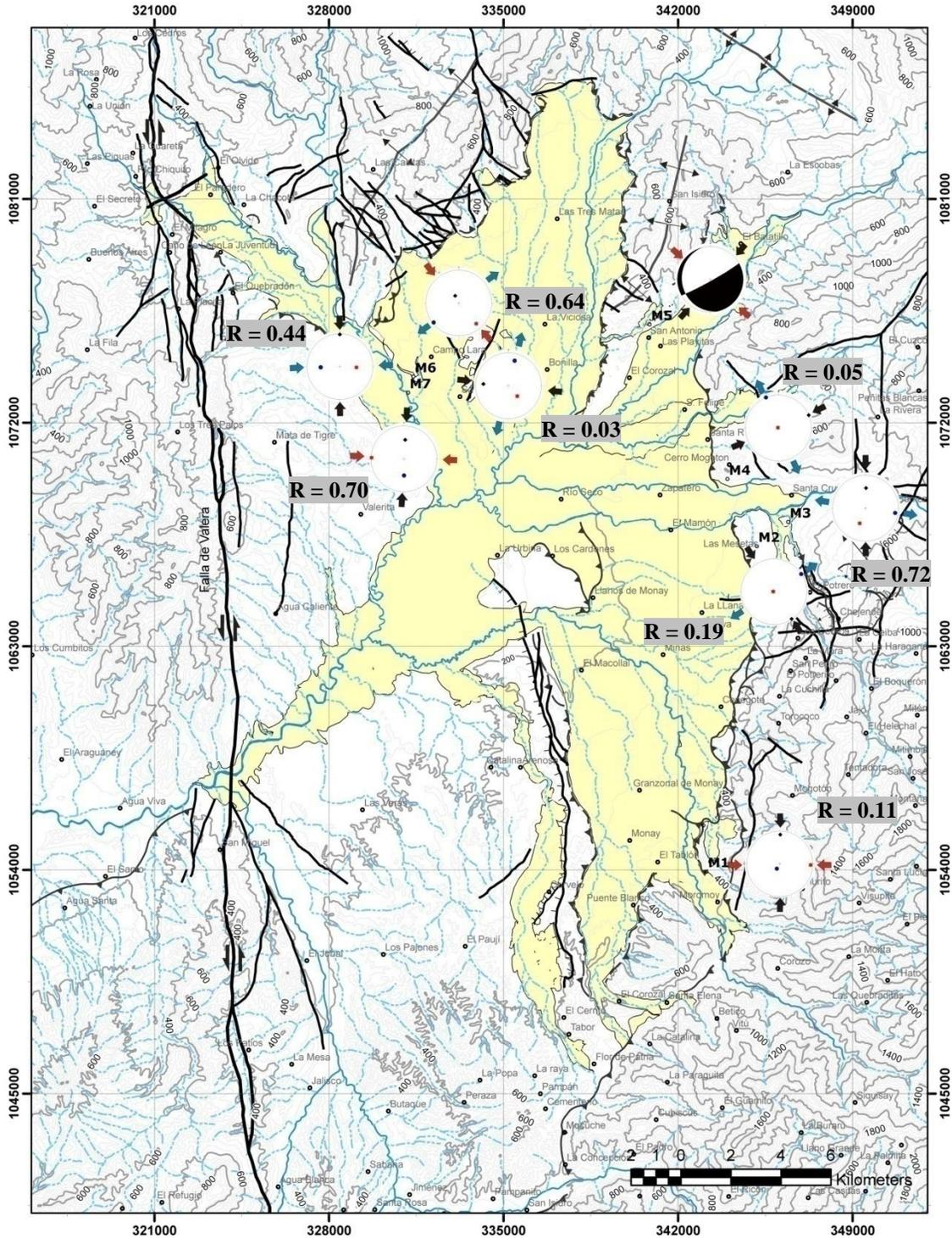
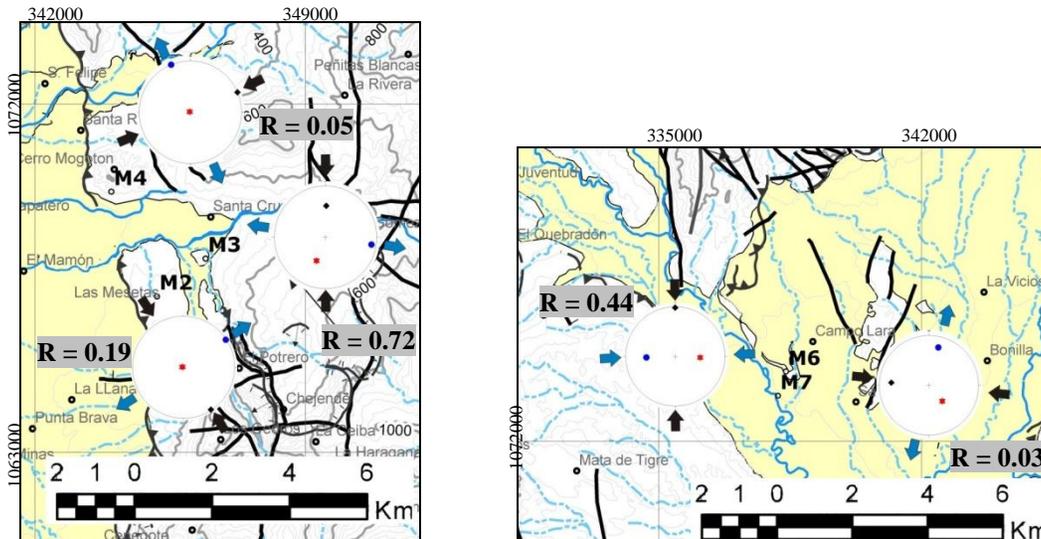


Figura 7.7. Mapa de ubicación de los tensores de esfuerzos hallados en la cuenca de Monay. Destacando su valor de Rapport  $\uparrow \sigma_1$   $\uparrow \sigma_2$   $\uparrow \sigma_3$

En lo que respecta a la fase distensiva se tiene que esta puede dividirse en dos grupos según la ubicación geográfica de los tensores relacionados con ella, tres localizados hacia la zona este media de la cuenca (TM2, TM3 y TM4) y los otros hacia la parte central NNW de Monay, en donde se encuentran TM6b y TM7a exhibidos en la figuras 7.8 y 7.9.

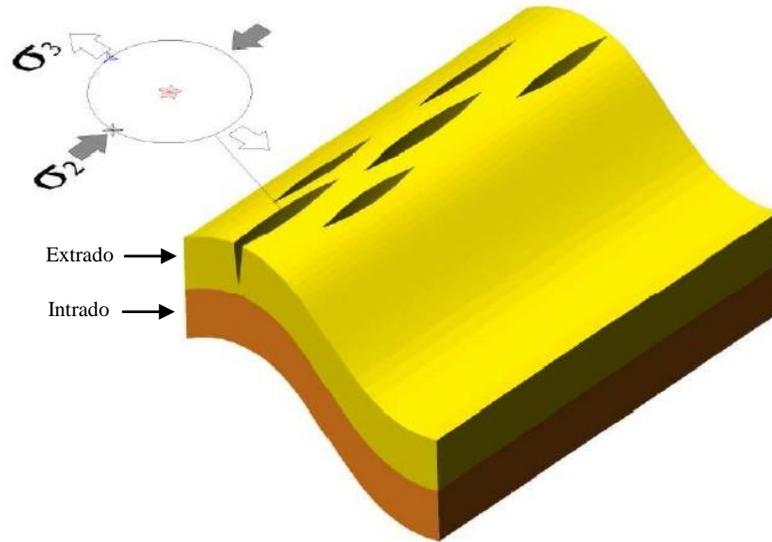


**Figuras 7.8 y 7.9.** En la primera se muestran los tensores de la zona este media, y en la segunda los del área NNW.  $\uparrow \sigma_1$   $\uparrow \sigma_2$   $\uparrow \sigma_3$

Considerando que los referidos al primer sector se destacan por dos estados en extensión radial y por uno en el que la distensión ocurre en dirección ESE, este régimen de fallamiento normal presente en dicho sector pueden explicarse, mediante el mecanismo de extensión perpendicular al frente inverso, que define el límite este de Monay, donde el fallamiento normal ocurre producto de la distensión en la zona de charnela externa del pliegue generado producto del fallamiento inverso (ver figura 7.10).

En lo que respecta a la otra localidad donde se desarrollan los esfuerzos distensivos, TM6b y TM7a se tiene que estos, al igual que los anteriores, pueden ser explicados mediante el mecanismo de Buckling longitudinal-tangencial (ver figura 7.10), en el cual se presentan una descompresión en el extrado (capa externa de un plegamiento en su parte axial, MERCIER 2004) hacia la zona de charnela producto del ajuste del mismo al ser plegado. Dado que estos tensores se ubican sobre la extensión del plegamiento hallado en la zona noreste de la cuenca (como se muestra en la figura 7.12), hecho que se encuentra sustentado por la ocurrencia de las capas basculadas en forma de crestones, de la Formación Isnotú, hacia el flanco de los pliegues (sector al norte de San Antonio), y de las

lomas bajas aisladas paralelas al eje del plegamiento, conformadas también por rocas de la formación ya mencionada, en las cercanías de las estaciones donde fueron determinados estos esfuerzos. Además de la disposición de las capas en forma de sinclinal entre dichas estaciones. Es completamente factible atribuirle la presencia de estos estados de esfuerzos a al mecanismo mencionado.



**Figura 7.10.** Tensor distensivo asociado a la extensión de la zona externa de la charnela del pliegue.

Por otro lado en lo que respecta a la fase principalmente compresiva se tiene que este agrupa a los tensores TM1 (inverso Trascurrente), al TM6a (trascorrente casi puro) y al TM7b (compresivo re restrictivo), en los cuales se aprecia que el esfuerzo máximo se encuentra dentro del rango que va de NW-SE a E-W, por lo cual también se puede considerar dentro de esta fase el tensor TM5, el cual fue determinado por el método gráfico de los diedros rectos de ANGELIER (1979), ya que presenta su  $\sigma_1$  en dirección NW-SE (ver figura 7.11). Este régimen compresivo trascorrente se encuentra en perfecta concordancia con el estado de esfuerzos de la Falla de Valera y con las trayectorias del esfuerzo máximo propuesta por Audemard (2002) para el noroeste de Suramérica, mostrada en la figura 7.12. Además este estado de esfuerzos es acorde con la dirección de acortamiento del plegamiento de eje en sentido NE-SW presente en la esquina noreste de la cuenca. La variación del sentido del esfuerzo principal de NW-SE, presente en dos de los tensores, a prácticamente E-W, mostrada en los dos restantes, se explica mediante el

mecanismo de partición de esfuerzos, en el cual el esfuerzo principal en este caso con orientación NW-SE se descompone en dos direcciones, generando un vector con deformación principalmente transcurrente y otro con deformación primordialmente inversa, siendo este último el fenómeno presente en los tensores TM1 y TM7b en los que la deformación es principalmente inversa.

En lo que se refiere a las relaciones entre las fases compresiva y distensiva se tiene que la primera es la única de carácter tectónico, siendo esta la dominante en toda la cuenca, y la segunda se establece como un fenómeno localizado en algunos sectores de Monay, producto de la deformación causada por la inicialmente nombrada. En cuanto a sus relaciones temporales, se tiene que estas se desarrollan prácticamente al mismo tiempo, dado que el mecanismo utilizado para explicar el vínculo existente entre ambas, establece una fase compresiva regional, responsable del fallamiento inverso y del plegamiento, con una distensión local simultánea, como consecuencia de la extensión en la zona externa de la charnela del pliegue.

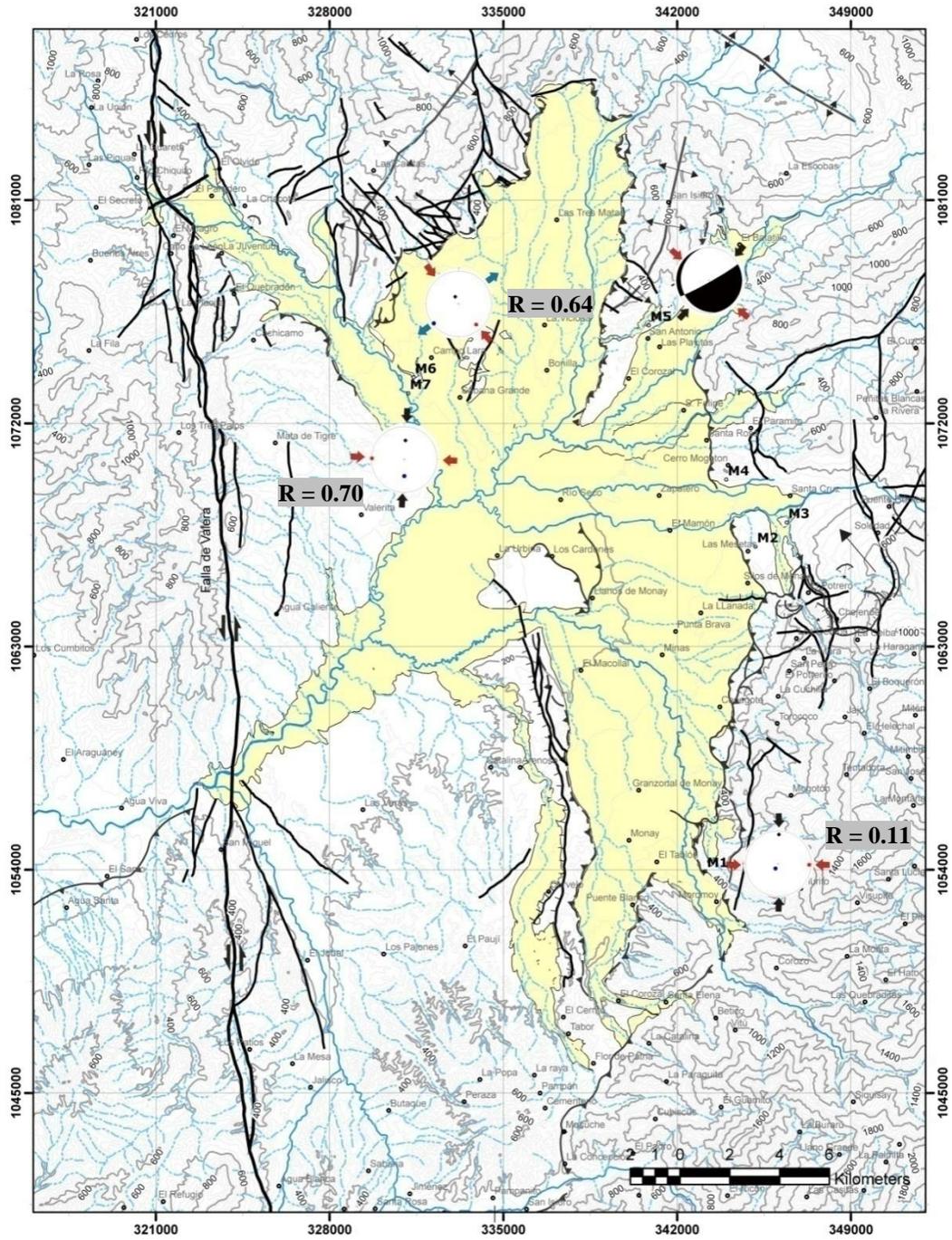
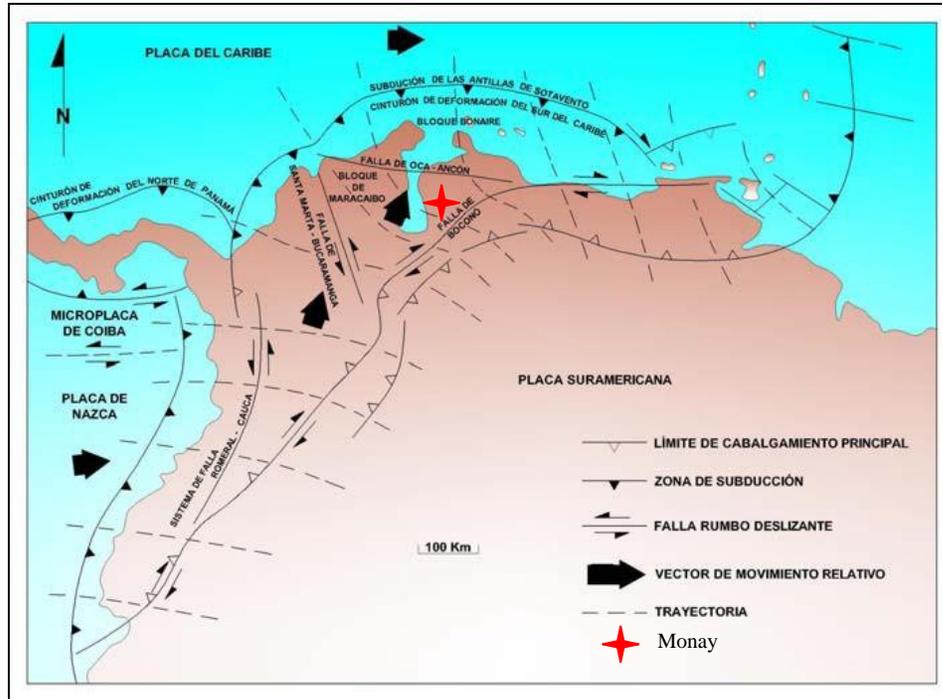


Figura 7.11. Ubicación de los tensores asociados al régimen compresivo transcuriente.

↑  $\sigma_1$     ↑  $\sigma_2$     ↑  $\sigma_3$



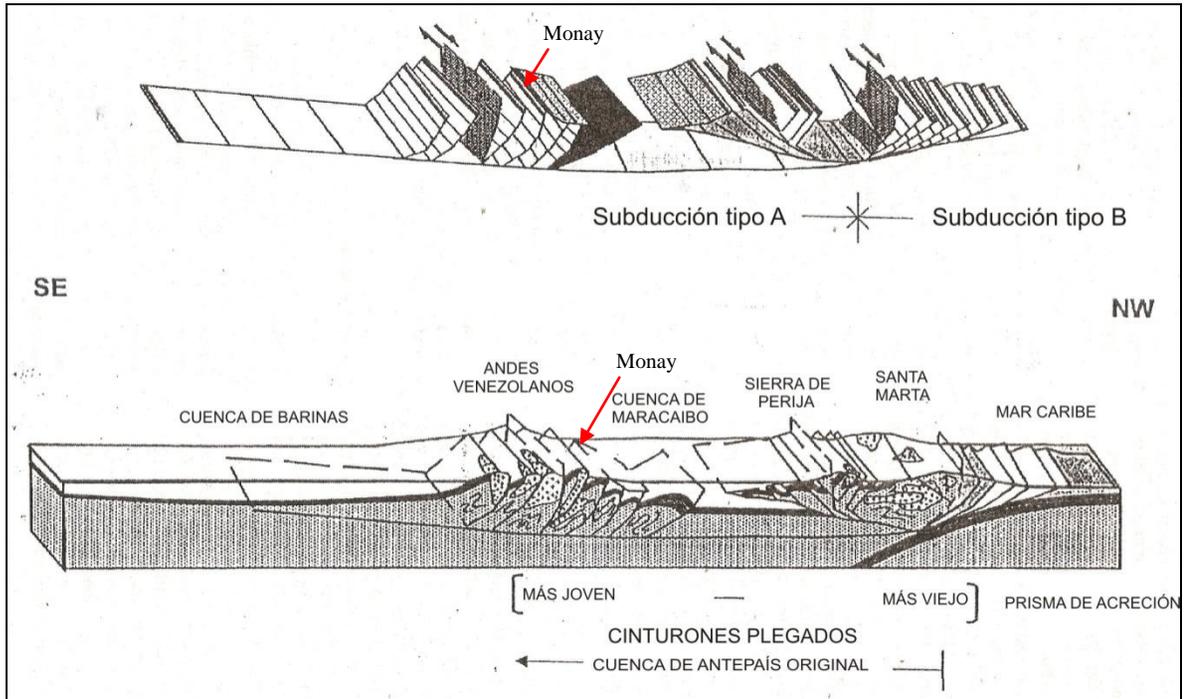
**Figura 7.12.** Ubicación de la zona de estudio dentro del marco geodinámico esquematizado del noroeste de Sudamérica, mostrando las trayectorias de los esfuerzos máximos horizontales y los vectores de movimiento relativo con respecto a Sudamérica. Nótese la correspondencia de los tensores hallados dentro de la fase compresiva con las trayectorias del esfuerzo máximo propuestas en este modelo. (Tomado de AUDEMARD & AUDEMARD, 2002).

## 7.4 DISCUSIÓN REGIONAL

Partiendo del modelo propuesto por Audemard & Audemard (2002), en el cual la cuenca de Monay, se haya comprendía dentro del bloque de Trujillo (BT), definido por las fallas de Valera y Boconó, y el cual representa una porción del bloque triangular del Maracaibo (BTM) (ver Figs. 7.12 y 7.13), que a su vez se encuentra dentro de un orógeno flotante limitado al noroeste por una subducción tipo B (subducción de la placa del Caribe por debajo del bloque de Santa Marta) y al sureste por una subducción tipo A (definida por el frente inverso del piedemonte oriental de los Andes Venezolanos), como se muestra en la figura 7.13, aunado a las fases de deformación determinadas para esta zona por Backé et al. (2006) ya expuestas en el punto anterior, se tiene que la fase compresiva transcurrente determinada en la cuenca, y que continúa presentándose en gran parte de ella, corresponde a las dos primeras fases, propuestas por este autor, la compresión andina NW-SE Miocena-

Pliocena y el régimen de deformación transcurrente, en las cuales el esfuerzo principal es en dirección NW-SE, lo que corresponde perfectamente con el tensor definido

para la fase inversa con componente de rumbo establecida en la depresión de Monay.



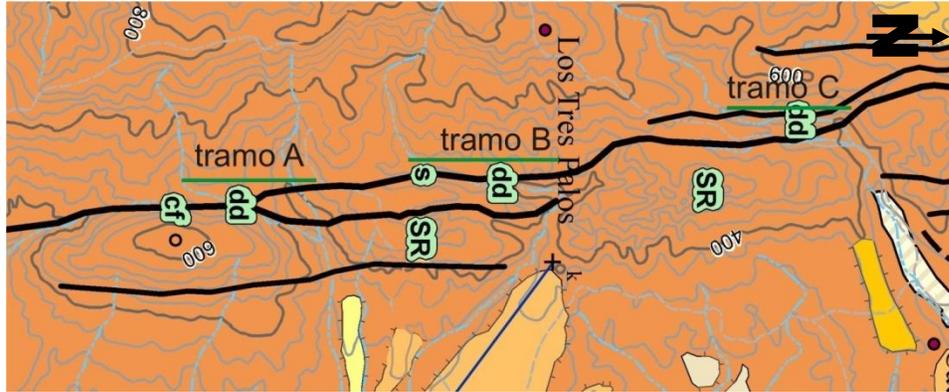
**Figura 7.13.** Ubicación relativa de la zona de estudio dentro del modelo propuesto por AUDEMARD & AUDEMARD (2002).

## 7.5 TASAS DE VARIACIÓN

En este apartado se calcula la tasa de desplazamiento de la falla de Valera, en el tramo presente en la cuenca, la tasa de crecimiento vertical del plegamiento localizado en la zona norte y noreste de la misma y la tasa de erosión o vaciado de la cuenca .

Para la primera tasa, la correspondiente al desplazamiento sobre la falla de Valera, se midió la separación presente en tres drenajes desplazados, como se muestra en la figura 7.14, los cuales indican que han sido trasladados desde el inicio del periodo  $Q_6$ - $Q_5$  al mostrar todavía sus relaciones iniciales con terrazas  $Q_6$  y  $Q_5$ , permitiendo, por lo tanto, establecer el comienzo de su desplazamiento en el límite Plio-Pleistoceno (hace 1,8 millones de años). A tal fin se procedió a promediar las distancias obtenidas y finalmente

dividir este resultado entre el periodo de tiempo, determinando así la tasa de desplazamiento.



**Figura 7.14.** Se muestran los tramos utilizados para determinar la tasa de desplazamiento de la falla de Valera

$$\text{tramo A} + \text{tramo B} + \text{tramo C} = (1272 + 1300 + 1270)\text{m} = 3842 \text{ m.}$$

$$\text{Promedio ABC} = 3842/3 = 1280,7 \text{ m.}$$

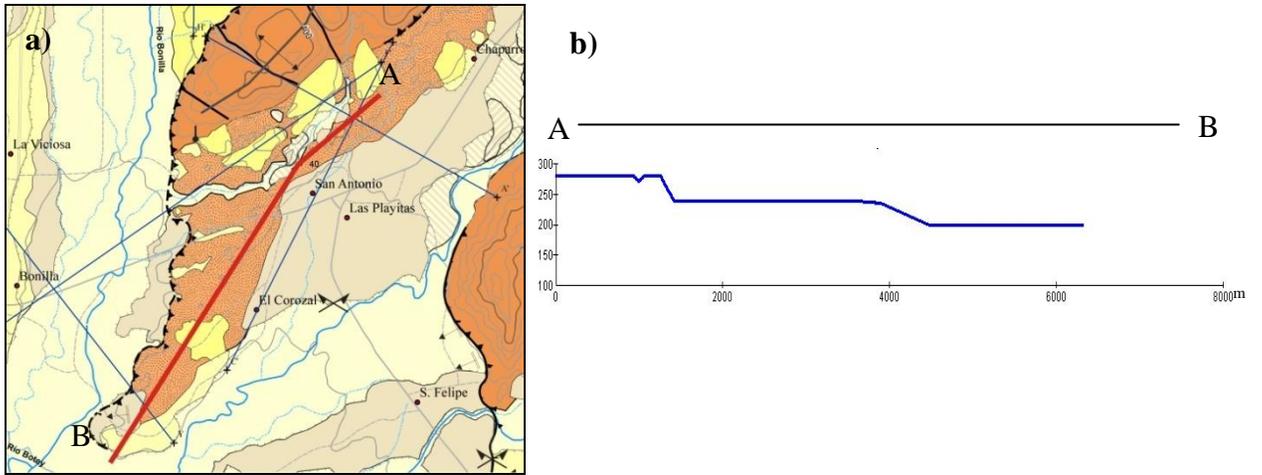
$$\text{Tasa de desplazamiento} = 1280,7 \text{ m} / 1.800.000 \text{ años.}$$

$$\text{Tasa de desplazamiento} = 0,00071 \text{ m/año.}$$

Lo que es igual a 0,71 mm/ año.

Este resultado es bastante aproximado a la tasa de 1 mm/año establecida para la falla de Valera por Soulas y Giraldo (1994).

Por otro lado, para la tasa de crecimiento vertical del plegamiento, se procedió a medir el delta cota sobre el perfil del crestón de la Formación Isnotú (figuras 7.15 a y b), ubicado al norte de la población de San Antonio, que ha sido levantando progresivamente por el crecimiento del mencionado plegamiento desde el límite Plio-Pleistoceno, hecho que se encuentra sustentado por la ocurrencia de niveles  $Q_6$  sobre los topos más altos del mencionado crestón.

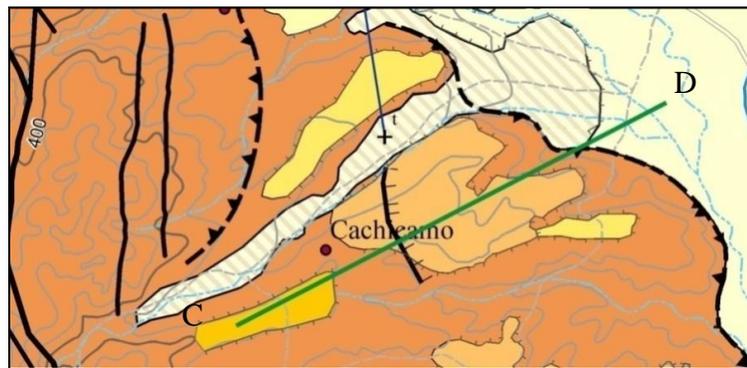


**Figuras 7.15 a y b.** En la figura “a” se muestra la ubicación del perfil A-B, por medio del cual fue claculado el diferencial de altura, y figura “b” la representación de dicho perfil.

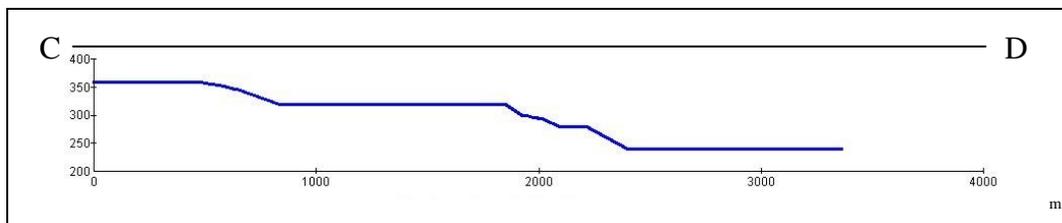
$$\delta z = 88 \text{ m} , \quad \text{tasa de crecimiento vertical} = 88 \text{ m} / 1800000 \text{ años}$$

$$\text{Tasa de crecimiento} = 0,00005 \text{ m/año } \acute{o} \text{ } 0,05 \text{ mm/año.}$$

En lo que respecta a la tasa de erosión presente en la cuenca se procedió a calcular el diferencial de cota entre el nivel de terraza  $Q_6$  y el nivel actual  $Q_0$  en el área menos deformada de la cuenca, luego se calculo la tasa de levantamiento de este sector, resultado al cual le fue sustraído la tasa de crecimiento vertical determinada en el punto anterior, obteniendo así la tasa de vaciado de la cuenca (ver figuras 7.16 y 7.17).



**Figura 7.16.** En esta se muestra la zona donde fue calculado el  $\delta$  cota a partir del perfil C-D.



**Figura 7.17** Perfil C-D a partir del cual fue calculado el diferencial de altura.

$$\delta z = 117,5 \text{ mt} , \quad \text{tasa de crecimiento}_{(\text{vaciado+cercimiento vertical})} = 117,51 \text{ m} / 1800000 \text{ años}$$

$$\text{Tasa de crecimiento} = 0,000065 \text{ m/año} \text{ ó } 0,065 \text{ mm/año.}$$

$$\text{Tasa de erosión} = 0,065 \text{ mm/año} - 0,05 \text{ mm/año.}$$

$$\text{Tasa de erosión} = 0,015 \text{ mm/año.}$$

## 7.6. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

Con base en la información correspondiente a las evidencias geomorfológicas de fallamiento activo halladas en el área de Monay, y en combinación con la distribución espacial de los distintos niveles de terraza ( $Q_0$  a  $Q_6$ , donde el subíndice aumenta con la edad), proponemos la evolución de la cuenca en las siguientes fases:

### 7.6.1 Fase de evolución entre $Q_6$ y $Q_5$ .

En este periodo la cuenca se encuentra configurada como se muestra en la figura 7.18, en la cual se aprecia que los drenajes del sur (Río Monaicito y Qdas. Catalina, Beticó y Naranjal) se encuentran corriendo en sentido  $N50^\circ W$ , pasando el río Monaicito y las qdas Beticó y Naranjal a través de unas gargantas de agua que se encuentran cortando unos cerros bajos ubicados en el piedemonte, cuyas cimas se encuentran definidas por niveles de terraza basculados equivalentes a los  $Q_6$  de la actualidad. La quebrada Timiache fluye entre lo que hoy en día son las poblaciones de La Llanada y los Silos de Monay, uniendo sus aguas al río Carache en el área central de la cuenca. Mientras éste último cruza la cuenca casi rectilíneamente según una dirección WSW, llevando su caudal hasta una estrecha garganta localizada en el oeste, la cual representa el único escape de las aguas de la cuenca. En lo que respecta a los ríos Jirajara, Bonilla y Botey, estos corrieron por cursos casi iguales a los que efectúan en el presente. En lo que respecta al drenaje sobre los flancos

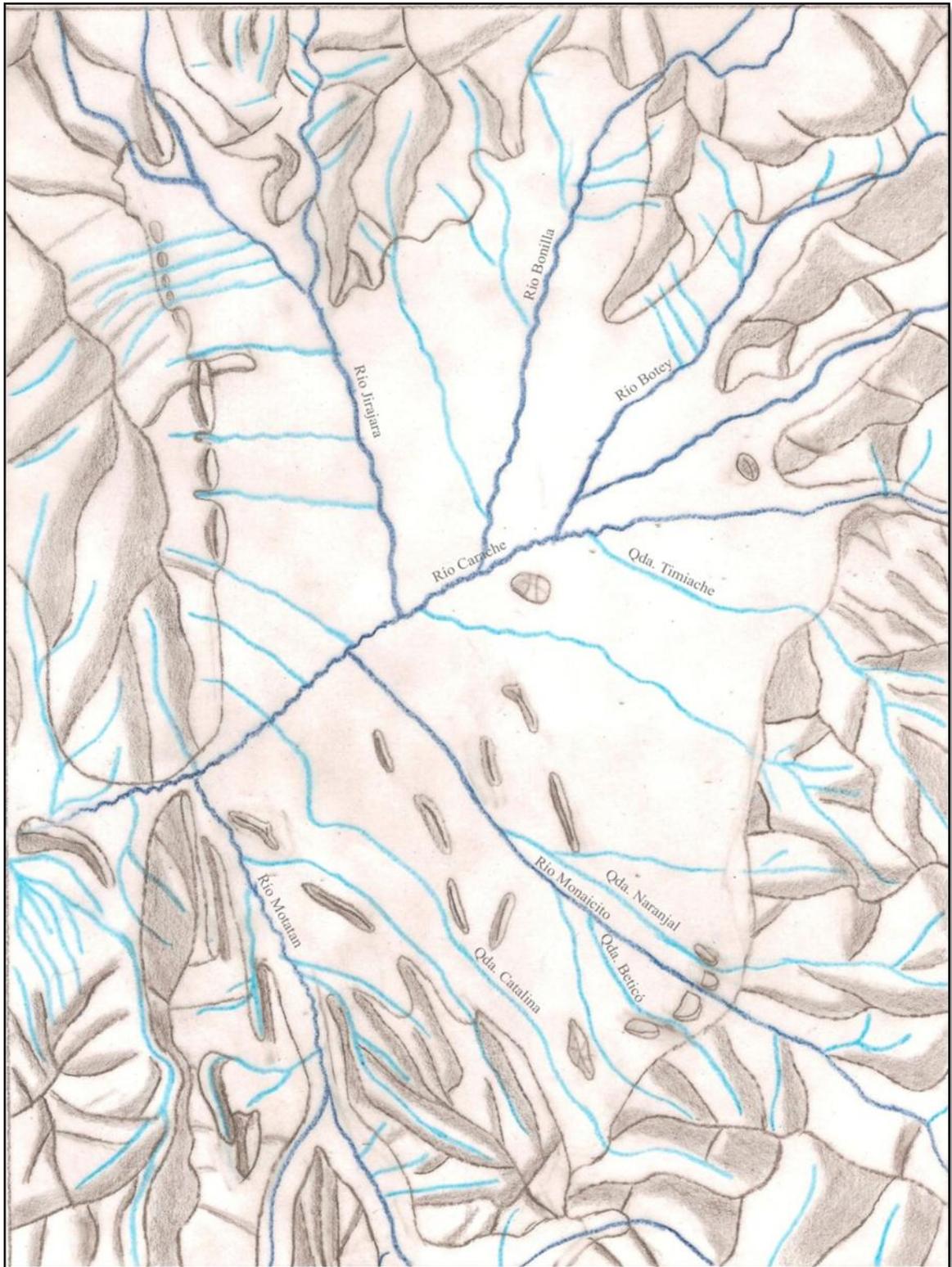
montañosos estos descienden hasta el valle sin encontrar ninguna interrupción, destacando los del sector noroeste que generan tres gargantas de agua al pasar entre una serie de cerros bajos. Durante esta fase La falla de Valera continúa con su movimiento sinistral..

### **7.6.2. Fase de evolución entre Q<sub>5</sub> y Q<sub>4</sub>**

En esta fase se presenta un pulso de levantamiento en toda la cuenca, siendo más afectadas por el mismo las zonas sur y noroeste (ver Fig. 7.19).

En la primera hacia su sector este se comienza a acentuar el levantamiento del bloque de la Formación Betijoque, ocasionando el desvío de los drenajes presentes en el área. Variación que se encuentra caracterizada por la migración de la Qda Catalina al este, dejando de abastecer una parte de su antiguo cauce, y el abandono de sus gargantas, mencionadas en la fase anterior, por el Río Monaicito y las Qdas. Beticó y Naranjal. Donde el primero sufre un cambio de rumbo al SW al verse obturado, rodeando y cortando dos niveles de terraza basculados en forma de tijera, mientras la segunda pasa unir sus aguas al río ya mencionado sobre el piedemonte y la última migra hacia el norte generando una nueva garganta a su paso. Aguas abajo estos drenajes confluyen, luego de superar todos estos obstáculos, para cortar el nuevo frente de lomas bajas levantado, generando así una garganta y un patrón de rastrillo.

En la zona noreste, también se desarrolla una serie de abras de viento, ya que las aguas de cuatro quebradas sufren un represamiento al elevarse el lomo presente aguas abajo, y son desviadas hacia el norte abandonando sus antiguos pasos y continuando hasta lograr cortar a través de una garganta de agua. En este sector los cursos comienzan a desarrollar las bayonetas sinestrales, producto del movimiento de la zona de falla de Valera, que se aprecian hoy en día.



**Figura 7.18.** Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q<sub>6</sub>-Q<sub>5</sub>.

Otro fenómeno resaltante que sucede durante este periodo es el colapso de una parte del bloque ascendente de la Formación Betijoque, producto de un fallamiento normal que hace caer la porción occidental de dicho bloque basculando los niveles de terraza Q<sub>5</sub> localizados sobre este sector de la unidad.

### 7.6.3 Fase de evolución entre Q<sub>4</sub> y Q<sub>3</sub>

En esta fase sucede el pulso de ascenso más marcado de todos, pudiéndose decir que en ella se generó la configuración del relieve que se encuentra hoy en día en la cuenca (ver Fig. 7.20).

Teniéndose que en el sector sur el levantamiento del bloque de Betijoque termina por vencer a los drenajes que lo cortaban y los hace difluir en dirección norte originándose los siguientes cambios:

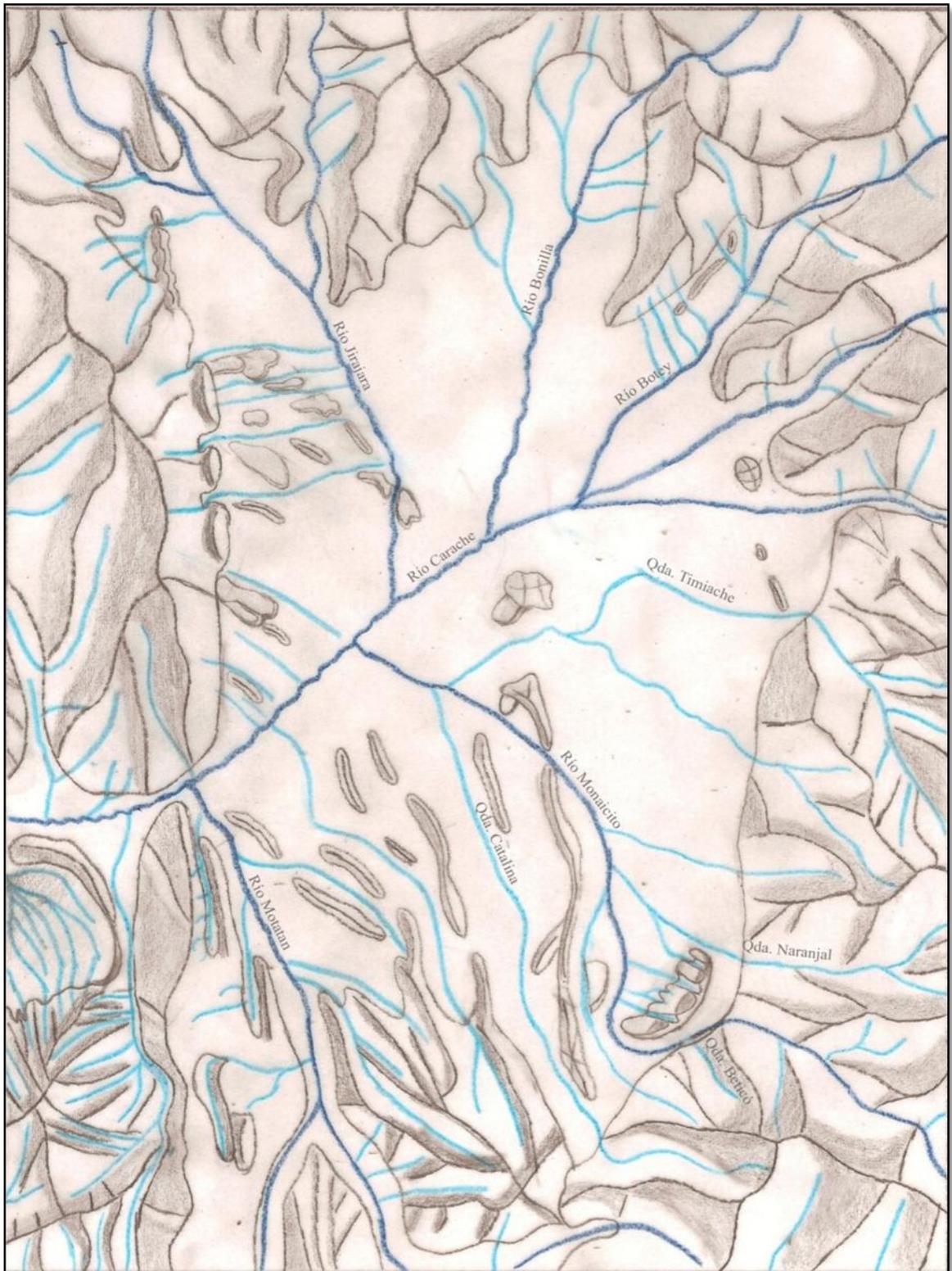
- La Quebrada Catalina se ubica en el cauce en dirección general N-S que la controla hasta la actualidad.

- El Río Monaicito fue obstruido nuevamente, viéndose forzado a rodear el flanco este del lomo que se encuentra elevándose en frente de este, hasta lograr pasarlo generando una garganta sobre el mismo.

- La Qda Beticó se encontraba corriendo en el curso abandonado por el río ya nombrado, hasta verter sus aguas al mismo, ya más avanzado su recorrido. Además se tiene que en la ribera oeste de dicha quebrada otra fue forzada a cambiar su curso en dirección NE, al continuarse elevando y aumentando hacia el norte los niveles de terraza en disposición de tijera, dejando una abra de viento sobre dichos niveles.

- Por su parte la quebrada Naranjal entrega su caudal al Río Monaicito apenas abandona esta el piedemonte.

. Todo el drenaje fue forzado a fluir aun más hacia el norte, flanqueando todo el frente de lomas elevado, hasta reunir un mayor caudal de agua, con el cual lograr cortar y cruzar el frente mencionado a través de una garganta precedente, existente entre el bloque de lomas y un cerro aislado, la que a partir de esta edad sufre un mayor entallamiento.



**Figura 7.19.** Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q<sub>5</sub>-Q<sub>4</sub>.

La Quebrada Timiache producto de este fuerte levantamiento fue forzada a abandonar su salida hacia la cuenca, y paso a fluir directamente hacia el NW, siendo este nuevo tramo controlado por un crestón de rumbo N-S, hasta verter sus aguas al del río Carache.

Hacia la zona noroeste, encontramos que el ascenso de este sector, el cual se acentúa a medida que se avanza en sentido NW, produciendo dos bloqueos del drenaje. Uno en el área septentrional donde el drenaje abandona nuevamente una garganta de agua, para difluir hacia el norte hasta alcanzar la garganta del Río Chiquito, y el otro en la esquina sur-oriental de esta zona, donde son creadas dos abras de viento por drenajes que difluyen hacia el sur uniendo sus agua hasta cortar en una nueva garganta de agua.

Por otro lado en la esquina noreste se presentan una serie de gargantas de agua y una de viento generadas por el crecimiento de un crestón en dirección NE de la formación Isnotú, producto de la reactivación del plegamiento hallado al norte del mismo.

Finalmente se tiene que continúa en toda la zona este el desplazamiento sinextral de la zona de falla de Valera intensificando sus evidencias asociadas.

#### **7.6.4 Fase de evolución entre Q<sub>3</sub> y Q<sub>2</sub>**

Durante esta fase continúa el ascenso de la cuenca, evidenciándose con la progresión de las terrazas en tijera ubicadas al oeste del río Monaicito y de la quebrada Beticó, lo cual permite que el primero continúe su migración hacia el noreste, a través de la abra de viento más septentrional de esta zona (ver Fig. 7.21).

Por otro lado, hacia la parte noroeste de la cuenca, continúa la acción del plegamiento, el cual genera dos difluencias con sentido SW sobre varios cursos tributarios que se unen en un solo tramo para luego verter sus aguas al río Botey. Además, este plegamiento se intensifica, debido a un fuerte pulso compresivo en el sureste de la cuenca, lo cual se refleja con la presencia de los niveles intermedios de terrazas Q<sub>2'</sub> y Q<sub>2''</sub>, ubicados al norte del río Jirajara. Asimismo, producto de esta fuerte compresión en el sur, se observa un nivel local de terraza Q<sub>2'</sub> localizado en las adyacencias a la población de Moromoy.

Hacia el noreste de la cuenca, el río Jirajara difluye en sentido SE.

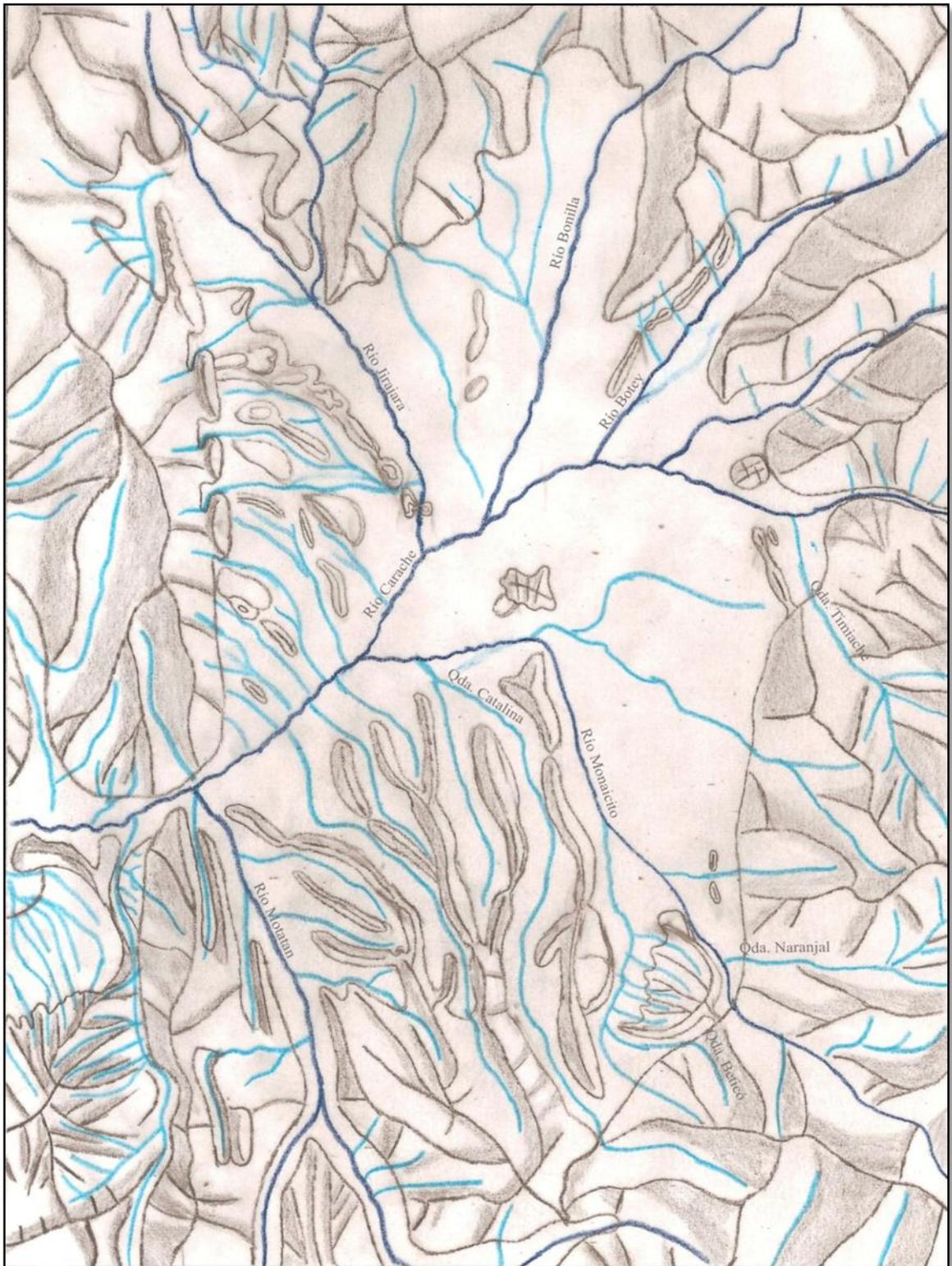


Figura 7.20. Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución  $Q_4$ - $Q_3$

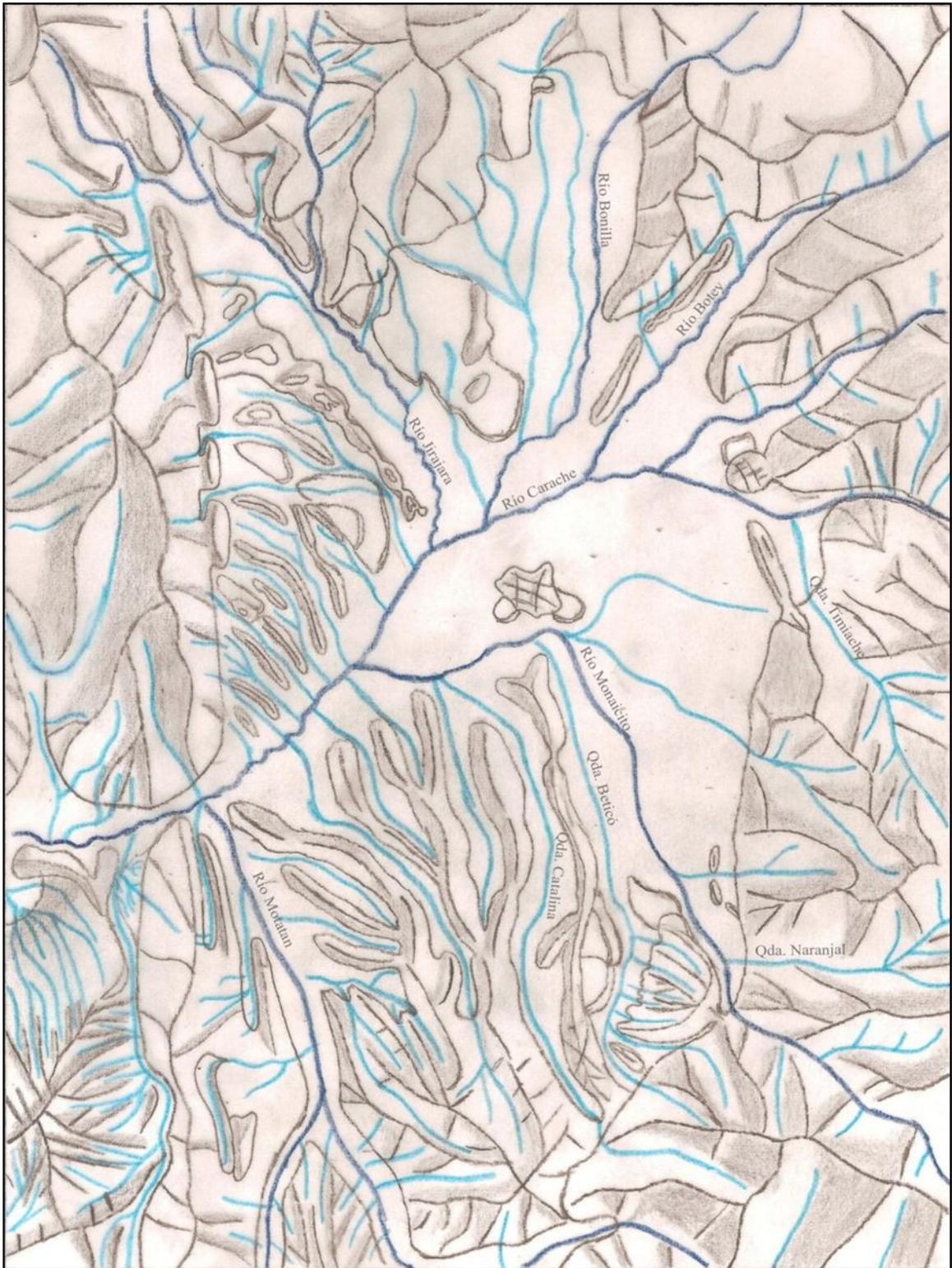
Por otro lado, hacia el noroeste de la cuenca, por el sector Mata de Tigre, se observa una difluencia en sentido E-W de un tributario que se une al curso principal para luego desembocar en el río Carache.

De igual forma, como producto del levantamiento, se origina una difluencia en el curso ubicado al oeste del río Jirajara, el cual era un tributario de éste, pero es en esta fase cuando tuerce hacia el SE hasta unirse en un solo cauce y desembocar en el río Carache. Continuando en el oeste la deformación transcurrente sinextral producto de la zona de falla de Valera.

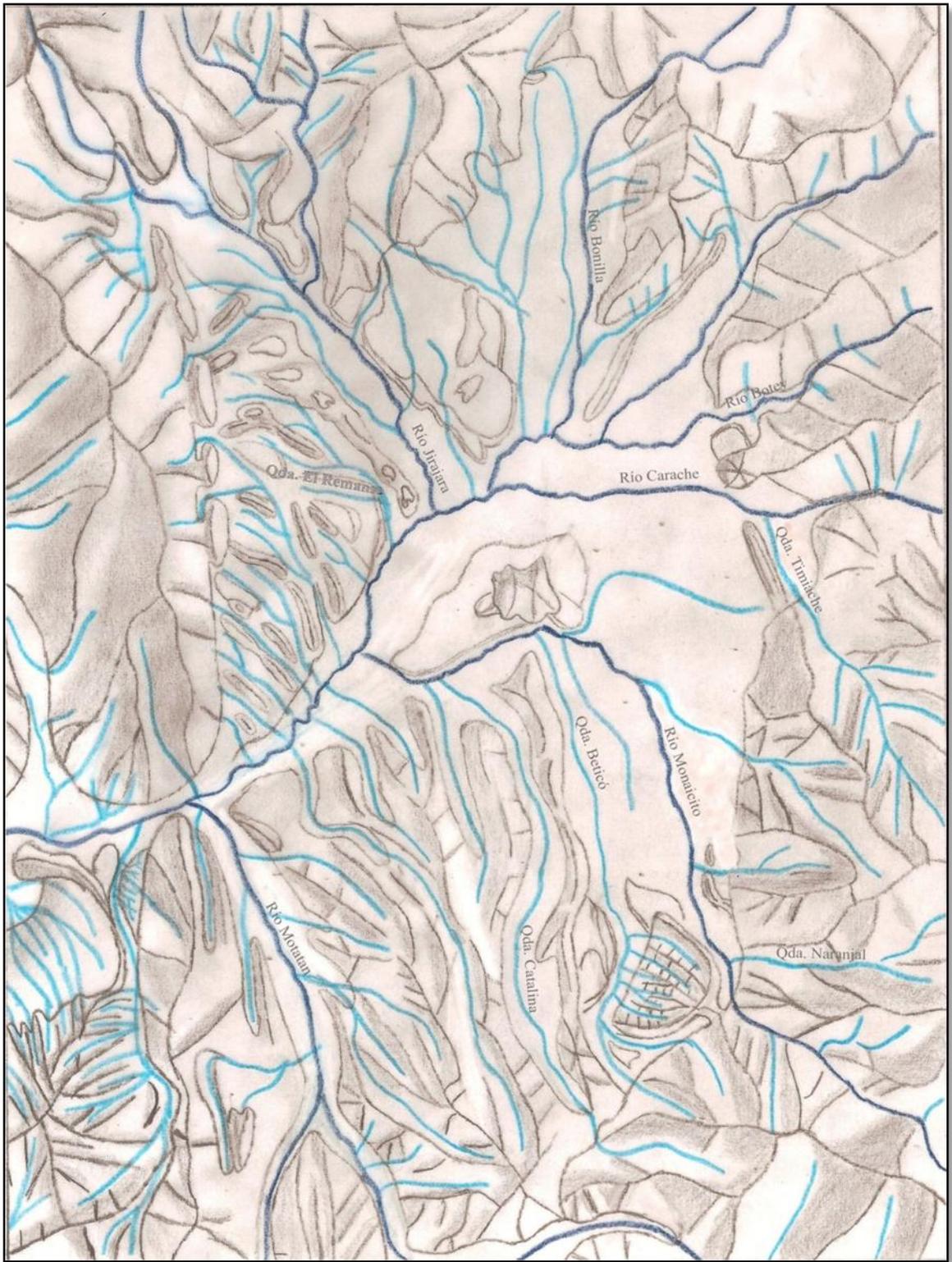
#### **7.6.5. Fase de evolución entre Q<sub>2</sub> y Q<sub>1</sub>**

En el transcurso de esta fase, la compresión continúa y por lo tanto el levantamiento de la cuenca también (ver Fig. 7.22). Debido a esto, hacia la zona sureste de Monay, el río Monaicito continúa su migración en sentido NE, y en el río Carache, se producen 2 difluencias con sentido SW y SE que lo llevan a ocupar el cauce que hoy en día utiliza el Río Seco, producto de un fuerte pulso intermedio evidenciado por un nivel local de terraza Q<sub>1</sub>, que se halla enmarcado entre el río Seco (al norte) y el río Carache (al sur). Continúa el crecimiento del plegamiento hacia el noreste de la cuenca, originando el represamiento del drenaje localizado al noroeste del crestón, ubicado al norte de la población de San Antonio, al producir la elevación del mismo, desviándose el curso de agua hacia el SW y desembocando ahora sus aguas en el río Bonilla (ver figura 7.22 y anexo 1).

En el sector noroeste de la cuenca la actividad transcurrente sinistral, producto de la zona de falla de Valera, se acentúa, encontrándose esto evidenciado no solo por la intensificación de la morfología de los indicios de fallamiento activo, como los lomo de obturación y los drenajes desplazados presentes en esta zona, sino que además se produce una fuerte actividad en uno de sus fallamientos secundarios asociados, específicamente en un riedel sintético con componente inversa que causa el descabezamiento de la quebrada El Remanso (Ver figura 7.22 y anexo 1).



**Figura 7.21.** Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución  $Q_3$ - $Q_2$ .

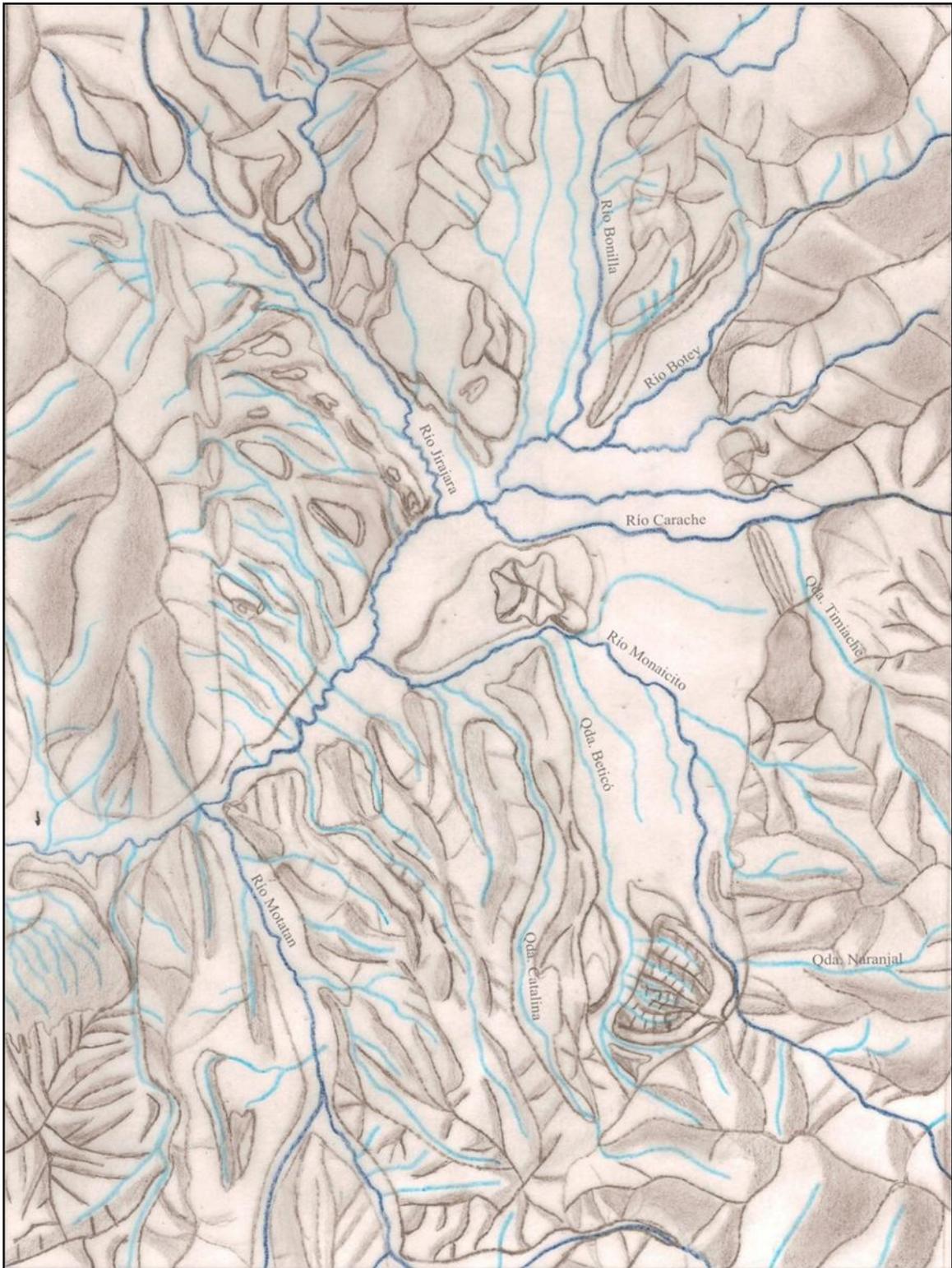


**Figura 7.22.** Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución Q<sub>2</sub>- Q<sub>1</sub>.

### **7.6.6 Fase de evolución entre Q<sub>0</sub> y Q<sub>1</sub>.**

En esta fase la cuenca termina de tomar su disposición actual, continuando con su levantamiento progresivo, aunque con menor intensidad que la mostrada en los periodos anteriores, destacándose dos pulsos intermedios responsables de los niveles Q<sub>0'</sub> y Q<sub>0''</sub> presentes en algunos sectores de la cuenca (ver Fig. 7.23).

En este periodo la consecución de la elevación también queda evidenciada por la continuidad de la migración hacia el noreste del Río Monaicito, la cual lo lleva a su posición actual, por las migraciones consecutivas en sentido WSW del Río Carache, originadas por los dos pulsos intermedios ya mencionados en las que abandonando su curso anterior representado por el Río Seco, y por la obturación del drenaje en el este del crestón sur, produciéndose una abra de viento. Otro fenómeno resaltante que sucede en este periodo en el recostamiento hacia el noreste de los ríos Derecho y Jirajara y hacia el sureste del Río Botey.



**Figura 7.23.** Croquis de la cuenca de Monay en su Fase de evolución  $Q_1$ - $Q_0$ .

## 8. CONCLUSIONES

La cuenca de Monay se encuentra insertada en un bloque tectónico conformado por las fallas de Boconó, Ocán-Ancón y Valera, mejor conocido con el nombre de “Bloque Trujillo”. Esta depresión, desde el punto de vista litológico, está constituida por sedimentos cuaternarios sin consolidar y rocas más antiguas correspondientes al Neógeno que descansan en discordancia sobre rocas paleógenas y cretácicas.

Dentro de las unidades formales halladas en la cuenca se tiene a las formaciones Betijoque e Isnotú, correspondientes al Neógeno y ambas características de un ambiente fluvial de abanicos y corrientes entrelazadas, por lo cual carecen de contenido fósil.

En lo que respecta a la Formación Betijoque, esta se encuentra principalmente distribuida hacia el sur de la cuenca, aunque igualmente aflora al noreste de la zona, específicamente en los crestones ubicados en las cercanías al poblado Las Mesetas, así como en el cerro Mogotón. Está constituida mayoritariamente por conglomerados gruesos, mal escogidos y poco cementados que conforman capas gruesas y competentes que pueden alcanzar varios metros de espesor. De acuerdo a la literatura, esta unidad descansa en contacto transicional con la Formación Isnotú infrayacente y corresponde a una edad Mioceno tardío-Plioceno.

Por su parte, las secciones aflorantes correspondientes a la Formación Isnotú, se exhiben hacia el norte de la cuenca. Sin embargo, al suroeste de la misma también se distingue esta misma unidad, bordeando el flanco oeste del valle del río Motatán. Esta formación está constituida por lutitas que por lo general, se muestran abigarradas, y areniscas de grano fino a conglomeráticas. De acuerdo a la literatura esta unidad se encuentra en contacto transicional infrayacente con la Formación Palmar y tiene una edad correspondiente al Mioceno Medio-Tardío.

Por otro lado, la cuenca está esencialmente dominada por terrazas fluviales con edades comprendidas desde el Plio-Pleistoceno ( $Q_6$ ) hasta el Holoceno ( $Q_0$ ). En este sentido, vale la pena destacar que las terrazas ubicadas al sur y al norte de la cuenca, a pesar de tener mucha similitud litológica, ya que están conformadas básicamente por conglomerados,

muestran variaciones de textura en la matriz, así como cantos con distintas composiciones litológicas y mineralógicas, debido a que provienen posiblemente de distintas rocas fuentes. La distinción más notable se evidencia con la presencia de clastos de esquisto, muy abundantes en las terrazas del sur y totalmente ausentes en las del norte de la cuenca.

En líneas generales, las terrazas ubicadas al sur constan de conglomerados de clastos grandes, medios y pequeños, constituidos por arenisca con cuarzo y moscovita; cuarcita y esquisto. La matriz muestra una amplia gama de variedades en cuanto a colores y composición mineralógica, siendo lutítica, limosa, lutítica-limosa o arena-limosa. Además, en algunas de estas terrazas, se destacan capas delgadas de limolita, de arenisca limosa y de arenisca conglomerática. Las terrazas del norte, están igualmente constituidas por conglomerados de clastos grandes, medios y pequeños, donde predominan los cantos de arenisca y cuarcita; cuya matriz también presenta litologías de granulometrías muy variadas, tornándose en ocasiones limosa, otras veces limo-arenosa o lutítica-limosa. También en algunas de estas terrazas, se aprecian capas delgadas de lutita y limolita.

Por otra parte, a partir del análisis de fotos aéreas y del levantamiento geológico de campo, se deducen evidencias geomorfológicas de fallamiento activo en la zona, tales como: abras de viento que dejaron de actuar como gargantas de agua en ciertos períodos de tiempo, gargantas que han represado cursos importantes de agua, lomos de obturación, configuración en tijera de algunas terrazas y escarpes de falla y de flexura asociados a frentes inversos, lo que sugiere que la cuenca ha sufrido varios pulsos de levantamiento desde una edad aproximada Plioceno-Pleistoceno hasta nuestros días.

Además, la cuenca ha sido afectada, en su lado oeste, por la actividad cuaternaria de la falla de Valera, así como por un “riedel” sintético de la misma. Lo primero se demuestra a través de los lomos lineales alineados localizados en esta zona, donde además se observaron cuellos de falla, ensilladuras de falla, y drenajes obstruidos, claramente desplazados en bayoneta sinistral. Por su parte la acción del “riedel” sintético, se pone de manifiesto con el descabezamiento de un drenaje del área y las terrazas en tijera aquí

observadas, lo cual, junto con los abras de viento identificados más al norte, denota un levantamiento de la zona, aunado al movimiento sinistral.

Se demostró que la cuenca de Monay ha sufrido al menos una fase de deformación durante el Neógeno caracterizada por un régimen compresivo transcurrente, cuyo esfuerzo principal se encuentra, orientado en el rango comprendido entre las direcciones NW-SE y E-W. La cual se inicio durante el Plioceno, manteniéndose hasta la actualidad, solo que con menor intensidad.

Los tensores distensivos hallados en la cuenca de Monay, corresponden a un fenómeno extensional, localizado solo en algunos sectores de la cuenca, producto de la deformación causada por el régimen compresivo-transcurrente imperante en esta región.

La tasa de desplazamiento de la falla de Valera en el sector de Monay es de 0,71 mm/a, valor que debe tomarse como una aproximación por falta de edades absolutas de las terrazas identificadas, pero que se acerca bastante a la tasa general de movimiento calculada para esta falla, la cual es de 1mm/a.

La tasa de crecimiento vertical del plegamiento encontrado en la zona norte y noreste de la cuenca durante el Cuaternario es de 0,05 mm/año. Valor que al igual que al anterior debe tomarse como una aproximación por falta de edades absolutas de las terrazas identificadas,

La tasa de erosión o vaciado de la cuenca es de 0,015 mm/a. Valor que debe tomarse solo como de referencia por las razones ya expuestas.

Desde el periodo  $Q_6$  hasta la actualidad, la cuenca ha sufrido un levantamiento progresivo, en el cual durante la fase  $Q_4$ - $Q_3$  se estableció el grueso de la configuración actual del relieve hallado en la cuenca.

La zona sur y media presentan la mayor deformación compresiva de la cuenca, quedando evidenciada la continuidad de la misma a través del Neógeno por los cambios sucesivos en los cursos de agua que continúan hasta la actualidad.

En el área norte y noreste de la cuenca la deformación se encuentra regida principalmente por la continuidad del plegamiento de orientación NE presente en esta zona.

## 9. RECOMENDACIONES

Determinar las edades absolutas de las formaciones cuaternarias a través de los métodos de datación (métodos radiométricos), con el fin de poder establecer con mayor precisión las tasas de variación presentes en la cuenca.

Realizar estudios geofísicos, con el fin determinar la forma del basamento, el espesor de sedimentos, la geometría de la cuenca y la disposición de las estructuras de deformación en profundidad.

Realizar estudios sedimentológicos detallados de las formaciones cuaternarias, con el propósito, de establecer la procedencia de los clastos presentes en estas y las direcciones de las paleocorrientes, a fin de generar la historia fluvial detallada de la cuenca de Monay.

---

## 10. BIBLIOGRAFÍA

ALVAREZ, M. 2006. Estudio neotectónico de las cuencas el Tocuyo-Quibor-Yay. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Inédito 221p.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la methode des diédres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, VII, 19: 1309-1318; Paris.

ANGELIER, J. 1979. Determination of the mean principal stresses for a given fault population. – *Tectonophysics*, 56, 17-26.

AUDEMARD, F. 1984. Evaluación geológica de la Cuenca del Tuy para fines de investigaciones geotectónicas. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Inédito 208p.

AUDEMARD, F. 1991. Tectonics of Western Venezuela, Ph.D. Thesis, Rice University, Houston, Texas. 245 pp + anexos.

AUDEMARD, F.A. 1993. Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). PhD Thesis, Université Montpellier II, France, 369 pp + appendix.

AUDEMARD, F.A. 1997a. Holocene and historical earthquakes on the Boconó fault system, southern Venezuelan Andes: trench confirmation. *Journal of Geodynamics* 24 (1-4), 155-167.

AUDEMARD, F.A., ROMERO, G., RENDÓN, H., 1999b. Sismicidad, Neotectónica y Campo de Esfuerzos del Norte de Venezuela. FUNVISIS´unpublished Report for PDVSA-CVP, Caracas, 221p.

AUDEMARD, F.E & AUDEMARD, F.A. 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South América-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345, 299-327.

AUDEMARD, F.A. 2003. Estudios paleosísmicos por trincheras en Venezuela: métodos, alcances, aplicaciones, limitaciones y perspectivas. *Revista Geográfica Venezolana*, Universidad de Los Andes, 44 (1): 11-46.

AUDEMARD, F.A., OLLARVES, R., BECHTOLD, M., DÍAZ, G., BECK, C., CARRILLO, E., PANTOSTI, D. & DIEDERIX, H. 2008. Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela *Tectonophysics*, Volume 459, Issues 1-4, P. 38-53.

AVEPAGRO, Asociación Venezolana de Editores de Publicaciones Agrícolas. 2007. Red de Publicaciones Agrícolas de Venezuela. <http://www.redpav.avepagro.org.ve>). Consulta 5 de marzo 2008.

- BACKE, G., DHONT, D., & HERVOUËT, Y., 2006. Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the central Venezuelan Andes: Clues for Plio- Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics*, 425, 25-53.
- BELTRÁN, C. & GIRALDO, C. 1990. Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. 7° Congreso Geológico Venezolano, Proceedings 3: 1000-1021.
- BERRY, E.W., 1921. Tertiary fossil plants from Venezuela. *U.S.Nat. Mus., Proc.*, 59 (2388): 553-579.
- BORGER, H.D & E. F. Lenert, 1959. The geology and development of the Bolívar Coastal Field at Maracaibo, Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petról., Bol. Inform.*, 2: 236-256.
- CASTELLANO, E. 1982. Estudio preliminar de las fuentes de aguas termales del estado Trujillo. (presentado en las I Jornadas Geotérmicas de Venezuela: resúmenes, participantes, Aso VAC). *Geotermia*, 8: 3.
- CASTRILLO-DELGADO J.T. 1997. Structuration néogène du flanc nordouest des Andes vénézuéliennes entre Torondoy et Valera. *Donc. Univ. Pau et des Pays de l'Adour*. 257p.
- CASTRILLO-DELGADO, J. T. *et al* 2002. Configuración estructural de la región NNE de los Andes venezolanos en los sectores de Barbacoas y árbol redondo. SOVG XI Cong. Venezolano de Geofísica, Caracas, p 45.
- C.N.T.I- Centro Nacional de Tecnologías de Información.2008. Clima (estado Trujillo). <http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil-trujillo.html>. Consulta 16 de febrero 2008.
- C.N.T.I- Centro Nacional de Tecnologías de Información.2008. Suelos (estado Trujillo). [http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil\\_geografia9.html](http://www.gobiernoenlinea.ve/venezuela/perfil_geografia9.html). Consulta 16 de febrero 2008.
- CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA. 2007. <http://www.pdvsa.com/lexico/>
- COLLETTA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOREIRO, D & PASSALACQUA, H. 1997. Tectonic Inheritance Crustal Architecture, and Contrasting Structural Styles in the Venezuela Andes. *Tectonics* 16: 777-794.
- CORPORACIÓN DE LOS ANDES. 1973. Esquema Preliminar de Desarrollo Agropecuario de los Llanos de Monay.
- COSTA, 2000.
- COTTON, C.1945. *Geomorphology. An Introduction to the study of land forms*. 4° ed., Whitcombe & Tombs, New Zealand. p 505.
- DHONT D., BACKE, G., HERVOUËT, Y. 2005. Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes; mapping from Jers Radar imagery. *Tectonophysics*, 399, 293-312.
- ESPÍNOLA , E & OLLARVES, R. 2002. Estudio tectono-estratigráfico del borde septentrional de la cuenca de Barlovento, estado Miranda: implicaciones neotectónicas. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Inédito. 224p.

ESPÍNOLA, E. & OLLARVES, R. 2002. Metodología para el estudio de una Cuenca sedimentaria con fines geotectónicos. Resumen, Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería, U.C.V. Noviembre. En prensa.

ETCHECOPAR, A. & VASSEUR, G. Modifid by TAUMERET, C., TOBOADA, A. 1992. Universite De Montpillier II. U.R.A C.N.R.S. 1371-case caurrier 58 34095 montpellier cedex5.

ETCHECOPAR, A., G. VASSEUR & M. DAIGNIERES. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Jou. Struct. Geol.*, (31): 51-65.

FIERRO, I. 1977. Geología de la región de Barinas-Mucuñuque-Pedraza. II Cong. Lat. Amer. Mem. T. III, p. 1743-1764.

FIORILLO, G. 1976. Costa Bolívar, Campo Mene Grande. Revisión geológica del post-Eoceno. Maraven, S.A. Inédito, pp.26.

FUNVISIS. 1987a. Actividad cuaternaria y características sismogénicas del sistema de fallas de Oca-Ancón y de las fallas de Lagarto, Urumaco, Río Seco y Pedregal. Afinamiento de las características sismogénicas de las fallas de Mene Grande y Valera. Proyecto COLM II. MARAVEN. 69 p. Inédito.

FUNVISIS. 1987b. Tectónica cuaternaria, características sismogénicas de las fallas de Boconó, San Simón y del piedemonte occidental andino y efectos geológicos asociados a la sismicidad histórica. Proyecto Sumandes. MARAVEN. 90 p + anexos. Inédito.

FUNVISIS. 2002. Mapa se sismicidad instrumental con sismos de magnitud conocida en el período 1910-2002.

GAENSLER . 1952. Viaje por Venezuela en el año 1868. ucv, ed. fac. hum. y edu., p. 188.

GARCÍA, J. R. & CAMPOS, V. 1977. Estratigrafía de la región de Valera, Escuque, Estados Trujillo y Zulia, II. Cong. Lat. Amer. Mem., T. III, p. 1825-1836.

GARCÍA, J. R. & CAMPOS, V. 1977. Evolución tectónica e histórica geológica de la región de Valera-Escuque, Estados Trujillo y Zulia. II Cong. Lat. Amer. Mem., T. III, p. 1825-1836.

GARRITY , C., HACKLEY, P. & URBANI, F. 2004. Digital shadedrelief map of Venezuela. <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>.

GARNER, A.H. 1926-a. Suggested nomenclature and correlation of the geological formations in Venezuela, Amer. Inst.Min. and met. Eng., Trans., petrol. Develpo. And techn in 1925: 677-684.

GARNER, A. H. 1926-b. Formación betijoque. Código Geológico de Venezuela. <http://www.Pdvs.com/léxico/b31w.htm>. Consulta 1 de marzo 2008.

GIEGENGACK, R. Y R. I. GRAUCH. 1972-a. Boconó fault, Venezuelan Andes (discussion): *Science*, 175: 558-560.

- GIEGENGACK, R. Y R. I. GRAUCH. 1972b. Geomorphologic expression of the Boconó fault, Venezuelan Andes or geomorphology to a fault: Abstracts with programs, *Geol. Soc. America*, 4: 719-720.
- GIEGENGACK, R. Y R. I. GRAUCH. 1976. Late Cenozoic climatic stratigraphy of the Venezuelan Andes: *Bol. Geol., Pub. Esp.* 7, 2: 1187-1200.
- GONZALEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J.M. & PICARD, X (EDS). 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas: ediciones Foninves, 2 tomos, p.1021.
- GRASES, J.R. ALTEZ & M.LUGO. 1983. Inventario nacional de riesgos geológicos. FUNVISIS. Serie técnica 03-83. p126.
- GUTIERREZ . 2004. Ambientes sedimentarios fluviales. Inédito. P.35.
- HERVOUËT, Y., CASTRILLO-DELGADO, J.C., & ODREMAN, O. 2001. interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente: le flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 72, 159-175.
- HERVOUËT, Y., GONZALEZ, L., DHONT, D., BACKE, G., CASTRILLO, J.T., 2005. Déformation des Andes vénézuéliennes nord-orientales. Influence de l'allochtone caraïbe. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 176 (1), 93-105.
- KELLOG, J.N & BONINI, W.E. 1982. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics* 1: 251-276.
- KOËPPEN, W. 1948. Climatología. Fondo de cultura económica. México. p439.
- LEITÓN, J.S. 1965. Estudio Agrológico detallado de los suelos del Asentamiento La Beticó. Instituto Agrario Nacional. 1-15p.
- LESSMANN, M. 2003. Laboratorio de geofísica de campo. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas, inédito. p.174.
- LIDDLE, R.A., 1928. The geology of Venezuela and Trinidad. J.P. Mc. Gowan, Fort Worth, Texas, p 552.
- LIDDLE, R.A., 1946. The geology of Venezuela and Trinidad. 2<sup>nd</sup>. Ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N. Y., p 890.
- M.A.R.N.R 1980. Tipos de vegetación predominantes en el las márgenes de los ríos Carache - Motatán- Inédito, p.40.
- MATHIEU, X., 1989. La Serranía de Trujillo-Ziruma aux confins du bassin de Maracaibo, de la sierra de Falcón et de la Chaîne Caraïbe. Lithostratigraphie, tectonique (surface-subsurface) et evolution geodynamique : Dissertation, L'Universite de Bretagne Occidentale, Bretagne, p 264.
- MENCHER, E., K.F. DALLMUS, H. J FICHTER, C. GONZALEZ DE JUANA, R.L. PONTE, H.H. RENZ Y P. DE SCHUMACHER, 1951. Cuadro de correlación de las formaciones geológicas de Venezuela. En: texto de las monografías presentadas en la Convención Nacional de Petróleo. Ofic.Tecn..Hidrocarb., Min. Minas e Hidrocarb., Caracas (en castellano e inglés). Reimpreso (1950) en: *Bol.Asoc.venez.Geol., Min y Petról.*, 2: 182. Reimpreso (1951) en: *Petról. Interam.*, 9 (12): 26-29 (en castellano e inglés); (1953) en: *Amer. Assoc. Petról. Geol., Bull.*, 37 (4): 774-775.

MENCHER, E., H.J. FICHETER, H.H. RENZ, W.E. WALLIS, J. M. PATTERSON Y R.H. ROBIE, 1953. Geology of Venezuela and its oil fields. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 37 (4): 690-777.

MERCIER, J & VERGELY, P. 2004. Tectónica. México, D.F: Editorial Limosa, S.A de C.V, *Grupo Noriega Editores*. 259p.

MESTRE GONZÁLEZ, G. 1969. Estudio Agrológico Detallado y Clasificación de Tierras con Fines de Riego del Asentamiento Campesino "Las Tres Matas". Oficina Edafológica Zulia-Andes, Oficina de Pequeños Sistemas de Riego, Dirección de Obras Hidaúlicas del Ministerio de Obras Públicas. Maracaibo, 3-15.

MILLER, J.B., K.L. EDWARD; P.P. WOLCOTT; H.W. ANISGARD; R. MARTÍN y H. ANDEREGG, 1963. Habitat of oil in the Maracaibo Basin, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, SP. Publ: habitat of oil, p. 601-640.

MITRA, M Y MARSHAK, S, 1988. Basic methods of structural geology. Libro. Prentice and hall, Englewood cliffs, New Jersey 446 pags. P. 213.

PALME DE OSECHAS, C., CHOY, J.E., MORANDI, M.T. 2001. Mecanismos focales sísmicos y esfuerzos tectónicos en la región norte de los Andes Merideños, Venezuela. *Interciencia*, mayo, año/ vol.26, número 005. Asociación Interciencia. Caracas, Venezuela. pp. 201-209.

PARRA, J.R Y GALUÉ BERMÚDEZ, P. (1967). Estudio Edafotécnico del Asentamiento Campesino "La Beticó", Edo. Trujillo. Estación Edafotécnica del Zulia. División de Edafología, Dirección de Obras Hidráulicas. Ministerio de Obras Públicas, Maracaibo, 1-16.

PAVLIDES, S. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*. 1.233-235.

REITER. 2007. Franz Reiter and Peter Acs. Tectonics FP. [http://www. Tectonisp.com](http://www.Tectonisp.com). versión 1.64 (1996-2007).

RENTZ, H.H., 1961-a. Correlation of geologic formations in Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petról., Bol. Inform.*, 4 (6): 199-203.

Revista Geográfica de Venezuela. 2006. Diagnóstico agrosocioeconómico de las fincas cafeteleras de la microcuenca del río Monaicito, estado Trujillo-Venezuela. ([http://www.accessmylibrary.com/coms2/summary\\_0286-32146974\\_ITM](http://www.accessmylibrary.com/coms2/summary_0286-32146974_ITM)). Consulta 4 de diciembre 2007.

RODRIGUEZ, J.A & AUDEMARD, F.A. 2005. Sobreestimaciones y limitaciones en los estudios de sismicidad histórica con base en casos venezolanos. *Revista geográfica Venezolana*, Universidad de Los Andes, 44 (1): 47-75.

SALVADOR, A. 1961. Guidebook to the geology of northeastern Trujillo. *Soc. Geol. Venez. Occid.*, Guidebook N°3, 33p.

SCHUBERT, C., 1970-a. Venezuela y la "nueva tectónica global": *Acta Cient. Venezolana*, 21: 13-16.

SCHUBERT, C. 1970-b. Geología glacial del alto río Santo Domingo, Andes venezolanos; *Bol. Inf., Asoc. Ven. Geol., Min. y Petról.*, 13: 233-261.

SCHUBERT, C. 1972. Boconó fault, Venezuelan Andes. *Science*; 175: 558-561.

SCHUBERT, C Y VIVAS, L. 1993. El cuaternario de la cordillera de Mérida. Andes Venezolanos. Universidad de Los Andes, Fundación Polar, 345 pp.

SCHUBERT, C. 1980-a. Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes merideños: *Acta Cient. Venezolana*, 31: 98-111.

SCHUBERT, C. 1981. Evolución post-glacial de un valle morrénico, Andes merideños: *Acta Cient. Venezolana*, 32: 151-158.

SCHUBERT, C. 1982. Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela: *Tectonophysics*, 85: 205-220.

SHAGAM, R. 1972a. Geología de los Andes Centrales de Venezuela. (Resumen). *Cong. Geol. Venez. IV*. Caracas. Mem. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5. II: 935-938.

SHAGAM, R. 1972b. Evolución tectónica de los Andes Venezolanos. *Cong. Geol. Venez. IV*. Caracas, Publ. Esp. 5, II: 1201-1261.

SINGER, A., ROJAS, C. y LUGO, M. 1983. Inventario nacional de riesgos geológicos. FUNVISIS. Serie técnica 03-83. 126p.

SLEMMONS, D. 1977. Faults and Earthquake magnitudes. Miscellaneous. Paper S-73-1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg. 129p. Inédito.

SOCIEDAD VENEZOLANA DE INGENIEROS DE PETRÓLEO, 1963. Aspectos de la industria petrolera en Venezuela. I Congr. Venez. Petról., Caracas, 1962, p.850 (Cuadro de correlación entre pág. 188-189). Reimpreso en: Asoc.Venez.Geol, Min. y Petrol., Bol. Informe., 1963, 6 (11); 1964, 7 (5).

SOULAS, J.P., ROJAS, C., SCHUBERT, C. 1985. Excursión n°4, neotectónica de las fallas de Boconó, Valera, Tuname y Mene Grande, IV Congreso venezolano, pp. 6961-6999.

SOULAS, J.P. 1988. Analyse paléosismique par tranchées exploratoires –Exemples au Vénézuéla. *Colloque Méthodologie et Applications de la Néotectonique*: 42-43. BRGM, Orléans, France (abstract).

SOULAS, J.P., GIRALDO, C., 1994. Características sismogénicas de las fallas de Oca-Ancón y de las fallas de Lagarto, Urumaco, Río Seco y Pedregal. Afinamiento de las características sismogénicas de las fallas de Mene Grande y Valera. (Proyecto COLM). FUNVISIS. Unplu. Co. Rpt. For Intevp. 69p.

STEPHAN, J.F. 1982. Évolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). PhD. Thesis, 512p., Paris.

STEPHAN, J.F., 1985. Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversal de Barquisimeto (Venezuela), Evolution geodynamique : Geodynamique des Caraïbes, Symposium, Paris, p. 505-529.

STREBIN, S. & GONDELLES, R. 1947. Informe Preliminar sobre el Estudio de los Suelos en los Llanos de Monay. Corporación Venezolana de Fomento, Caracas, ??'p.

SUTTON, F.A., 1946. Geology of Maracaibo basin, Venezuela. *Amer.Assoc.Petrol.Geol.,Bull.*, 30 (10): 1621-1741.

SUTTON, F.A. 1946. Formación Isnotú. Código geológico de Venezuela. [Http://www.pdvsa.com/lexico/i70w.htm](http://www.pdvsa.com/lexico/i70w.htm). Consulta 1 de marzo 2008.

TOMALÍN W. 1938. Geological report of the Monay Basin. Archivos Maraven C.A. Inédito.

THORNTHWAITE, C.W. 1955. Climatic classification in forestry. *Unasyva* 9: 51-59.

URBANI, F. 1991c. Geotermia en Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 31:1-347.

UZCÁTEGUI, F. 1985. Levantamiento de vegetación en el embalse de Agua Viva. I Etapa – Estado Trujillo. Ministerio del Ambiente y de Los Recursos Naturales Renovables. División de Información e Investigación del Ambiente Departamento de Suelos. Vegetación y Fauna. Sección Vegetación. Zona 7, Trujillo-Mérida. 10p.

VILA, M. 1966. Aspectos geográficos del estado Trujillo. Corporación Venezolana de Fomento. Caracas, 249p.

YOUNG, G.A., A. BELLIZZIA, H.H.RENZ, F.W. JOHNSON, R.H. ROBIE Y J. MASVALL, 1954. Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. *Bol. Geol.*, Caracas, Publ. Esp. N°2, 140p.

YOUNG, G.A. 1960. Correlation of geologic formations in Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 4 (6): 199-203.

## APÉNDICE A. GEOFÍSICA

LESSMANN “*et al*”. (2003) elaboraron un informe sobre la actividad de campo correspondiente a la asignatura “Geofísica de Campo” cursada en la escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV, la cual, consistió en la aplicación de los métodos de prospección eléctrico, sísmico, gravimétrico y magnético en la región de los valles de Monay.

Específicamente, la zona de estudio se ubicó entre las latitudes N9°18' - N9°39' y longitudes W70°21' - W70°42'36'' para prospección profunda (integración de los métodos de prospección gravimétrico y magnético) y entre las latitudes N 9°32'24'' - N 9°45'36'' y longitudes W70°24' - W 70°36' para prospección somera (integración de los métodos de prospección eléctrico y sísmico)

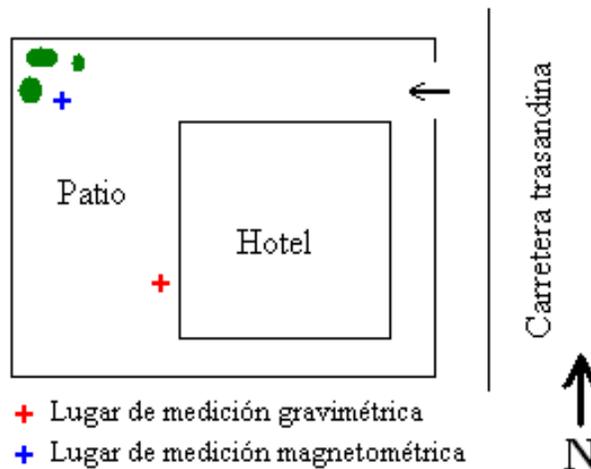
Uno de los principales objetivos de este trabajo, consistió en determinar la forma estructural del basamento y la distribución de densidades en el subsuelo, a fin de aportar información que permita establecer un modelado profundo del mismo.

En este sentido, los datos gravimétricos obtenidos (ver Fig. A.1) permitieron generar el mapa de anomalías de Bouguer el cual muestra conjuntamente las isoanomalías y las estaciones ordinarias levantadas. Al analizar el mapa, se observa una dirección preferencial N14°E aproximadamente, caracterizando así, tres zonas principales dentro del mismo.

De esta forma, de noroeste a sureste, se aprecia una franja de tonos rojizos con la misma dirección preferencial, hacia la zona central se destaca una zona de color amarillo (valores negativos) que mantiene la misma tendencia N14°E. Finalmente, se distingue la zona del sureste caracterizada por colores rojizos, que corresponde a valores más altos, con presencia de cierres localizados.

Desde el punto de vista geológico, LESSMANN “*et al*”. (2003) establecen que la tendencia ya descrita del mapa, esta relacionada con la estructura regional de la cordillera de los Andes, presentando los valores de anomalías más altos sobre las laderas andinas, en

donde los cuerpos metamorizados y más antiguos afloran y se encuentran bajo un régimen de esfuerzos compresivos.



**Figura A.1.** Croquis del lugar de mediciones gravimétricas y magnéticas para construcción de curvas de deriva. (Tomado de Lessmann "et al". 2003)

Por su parte, la zona central del mapa, por ser la más amplia, está vinculada con la cuenca o valles de precordillera, constituida por material sedimentario.

Tomando en cuenta que la división de anomalías en regionales y residuales constituye una herramienta fundamental para el análisis de los elementos causantes de contrastes de densidades, los autores determinaron que para este fin, el polinomio de grado 3 es el que mejor se ajusta al mapa de isoanomalías de Bouguer.

De esto se obtiene, que el mapa regional presenta la misma tendencia de curvas ya mencionada (N14°E) y también muestra las tres zonas reseñadas anteriormente.

En el mapa de efectos residuales (ver Figs. A.2 y A.3), se observan cierres en las curvas isoanómalas, esencialmente en las zonas noroeste, central y sureste. La existencia de estos máximos y mínimos en el mapa de anomalías residuales indica que el contraste de densidades que los produce es de naturaleza somera y localizada, es decir, se puede inferir la presencia de cuerpos discontinuos o aislados cuyas densidades contrastan entre sí a una profundidad relativamente somera. La alta frecuencia de dichos cierres hacia la zona este

del mapa puede atribuirse a la presencia de cuerpos graníticos intrusionados y litologías aflorantes de edades relativamente más antiguas.

Sin embargo, la interpretación geológica de las anomalías presentes en el mapa, se determina mejor a través de un perfil transversal sobre las mismas, es decir, un modelado gravimétrico de las estructuras, en dos dimensiones. Este perfil, tiene una orientación N35°W y una longitud de 55,4 kilómetros (ver Figs. A.4-A.5).

De esta forma, el perfil trazado por los autores, muestra la coincidencia espacial entre el alto o máximo gravimétrico y la falla de Valera, lo cual asocia directamente a esta falla, con algún cuerpo o material de densidad elevada y probablemente de origen intrusivo, tal como las rocas pertenecientes a la parte sur de la cordillera (fuera de la región de estudio) correspondientes al pre-cámbrico tardío.

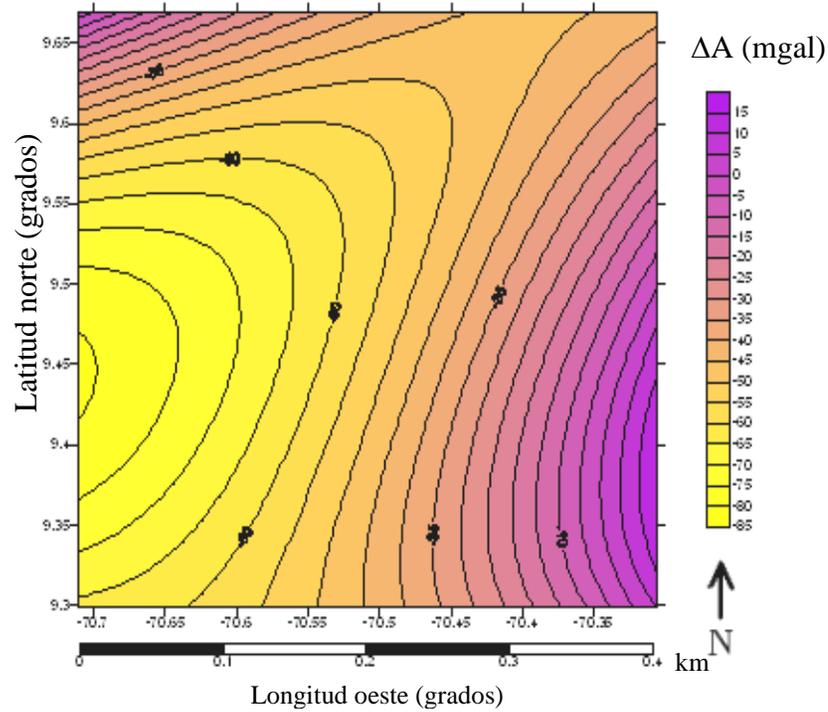
Por otra parte, en la zona central superior de este perfil, en el Mioceno-Plioceno, se modelaron dos cuerpos graníticos, que posiblemente estén asociados al “granito de El Baño”.

Hacia el este del modelo, se puede apreciar una variación litológica en el afloramiento y un contraste elevado de densidades, en donde se asocia otra intrusión de origen pre-cámbrico a un sistema de fallas conjugadas, por lo cual, se puede decir de forma general, que los altos gravimétricos registrados están relacionados con sistemas de fallas vinculados a intrusiones pre-cámbricas.

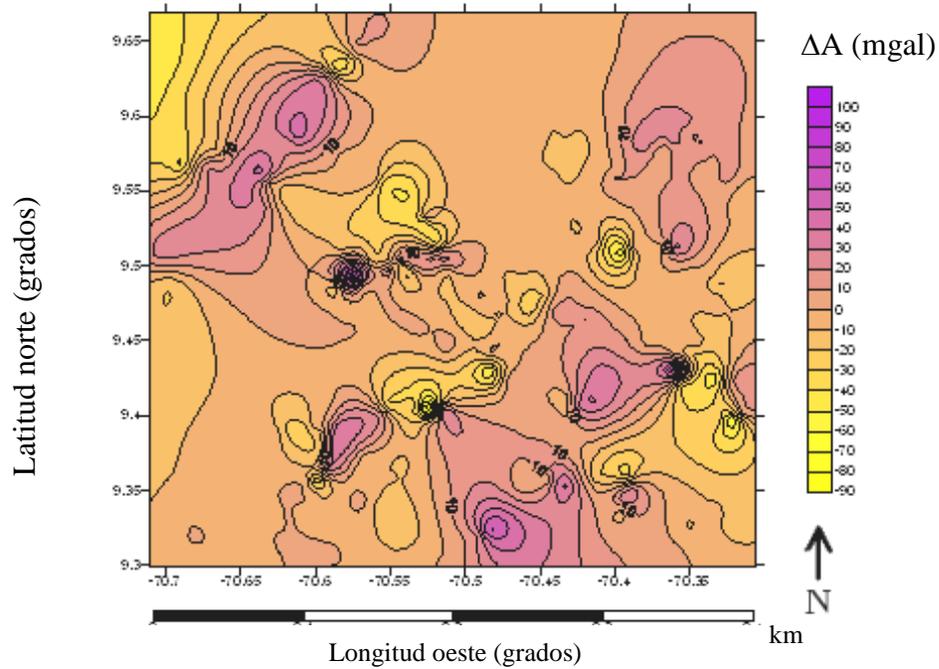
Por último, con los datos magnéticos obtenidos se generaron mapas de anomalías magnéticas y un mapa de tendencia regional generado a partir de regresión por ajuste polinomial de grado 1, donde se nota que los valores máximos se ubican hacia la zona sureste donde se encuentra localizada la cordillera andina, debido a que por lo general donde se hallan los valores más altos de anomalías magnéticas también se encuentran litologías vinculadas a edades geológicas primitivas como granitos e intrusiones.

Aunado a esto se generó un mapa de anomalías magnéticas residuales obtenido a partir del mapa regional de grado 1, mencionado anteriormente. En este se observa que los cierres

abruptos, las direcciones de gradientes y las duplas presentan un comportamiento muy similar al mapa de anomalías magnéticas.

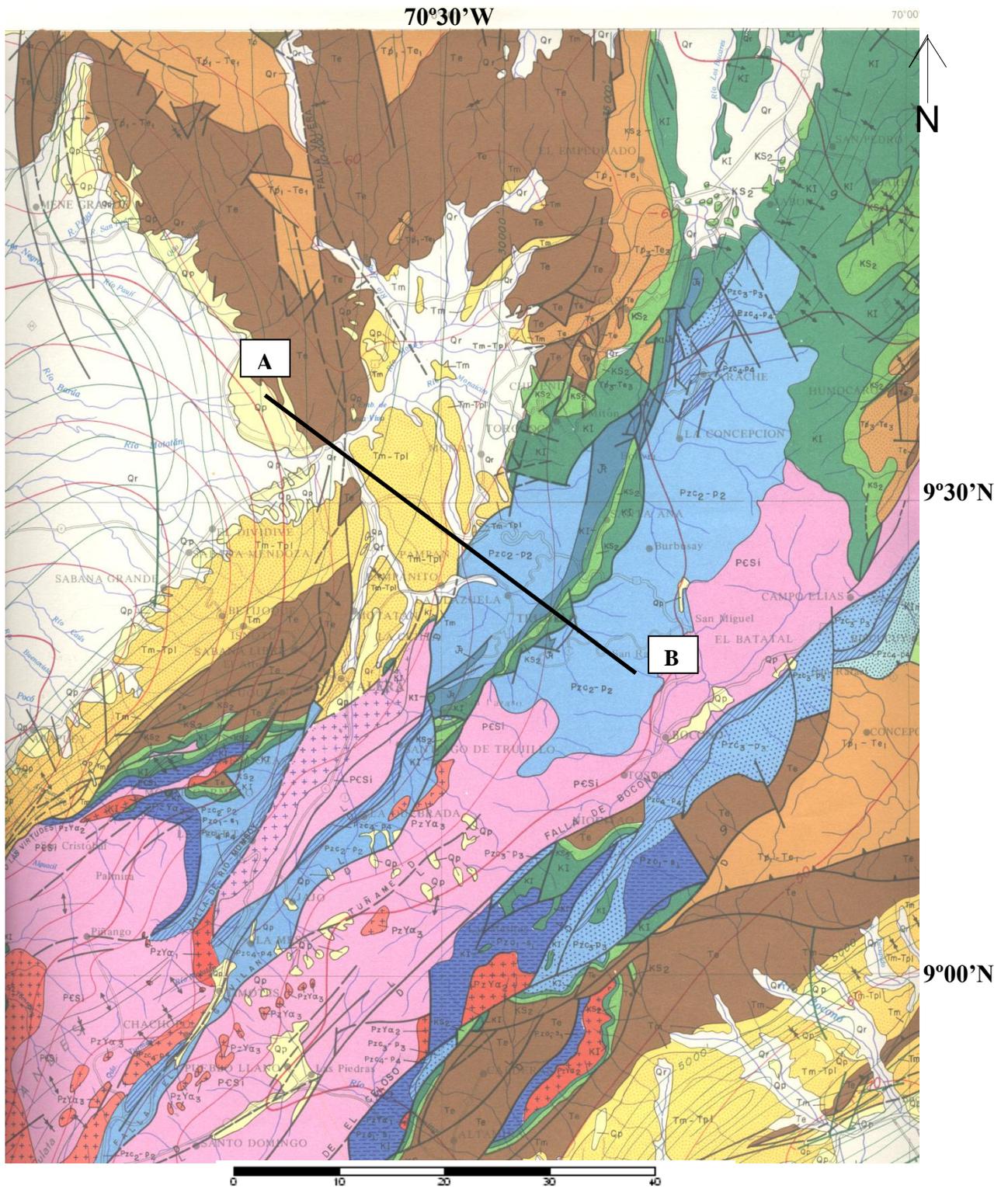


**Figura A.2.** Mapa regional. Polinomio de grado 3. (Tomado de LESSMANN, et al.2003)



**Figura A.3.** Mapa residual. Polinomio de grado 3. (Tomado de LESSMANN, et al.2003)

**Mapa Geológico**



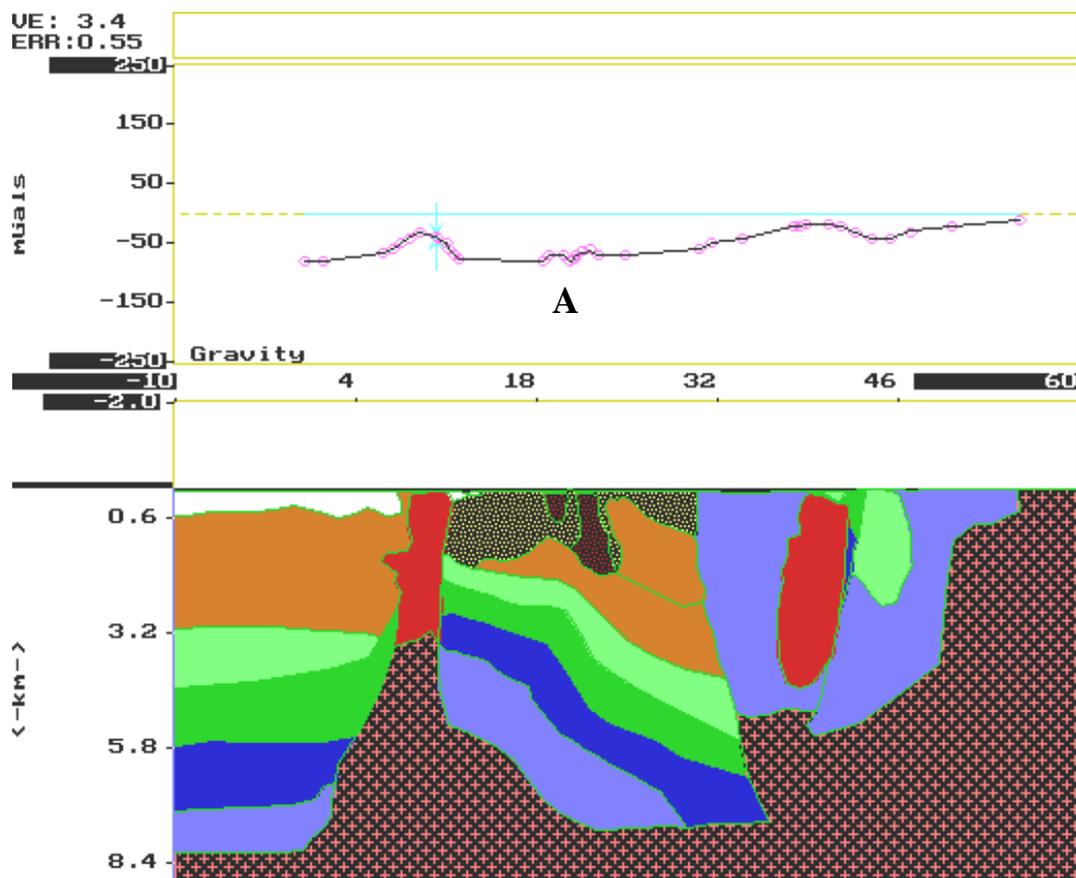
**Figura A.4.** Perfil trazado sobre mapa geológico.

(Tomado de LESSMANN "et al". 2003)

	<b>EDAD</b>	<b>FORMACIÓN</b>	<b>LITOLÓGÍA</b>	<b>DENSIDAD ASIGNADA</b>
	Pre-Cámbrico Superior	Grupo Iglesias	Basamento de origen magmático	2.75 g/cm <sup>3</sup>
	Carbonífero Pérmico	Asociación Mucuchachí, Formación Palmarito	Pizarras limosas, lutitas, calizas marinas	2.6 g/cm <sup>3</sup>
	Triásico - Jurásico	Formación La Quinta	Toba vítrea, arenisca gruesa.	2.58 g/cm <sup>3</sup>
	Cretácico Inferior	Grupo Cogollo	Areniscas blancas, arcillas, lutitas variables.	2.55 g/cm <sup>3</sup>
	Cretácico Superior	Formación La Luna y Colón	Calizas y lutitas calcáreas	2.45 g/cm <sup>3</sup>
	Eoceno	Formaciones Paují, Caus y Misoa	Lutitas limosas, areniscas, limolitas	2.44 - 2.45 g/cm <sup>3</sup>
	Mioceno - Plioceno	Formación Betijoque, Isnotú, El Palmar, Miembro Vichú	Arenas, limonitas, arcillas, areniscas masivas.	1.9 g/cm <sup>3</sup>
	Pleistoceno Reciente	Formación Carvajal	Conglomerados, arcillas y arenas.	1.8 g/cm <sup>3</sup>
	Precámbrico Inferior		Basamento	2.8 g/cm <sup>3</sup>
	Granito	El Baño	Granito	2.6 g/cm <sup>3</sup>

**Figura A.5.** Leyenda. Perfil trazado sobre mapa geológico.  
(Tomado de LESSMANN "et al". 2003)

## MODELADO GRAVIMÉTRICO



**Figura A.6.** Modelo generado a partir del perfil trazado sobre el mapa de anomalías de Bouguer (Tomado de LESSMANN “*et al*”. 2003)

De igual manera, se elaboró un mapa regional y residual (ver Fig. A.7) por ajuste de polinomio de segundo grado, a fin de estudiar los efectos locales y los más profundos.

Sin embargo, se mantiene la similitud entre el mapa de anomalías y los residuales generados.

También, se trazó un perfil con dirección  $N35^{\circ}W$  sobre los mapas de anomalías magnéticas que les permitió elaborar un modelo magnético (ver Fig. A.8).

Finalmente, se puede decir, que debido a la semejanza existente entre los mapas de efectos residuales y el mapa de anomalías magnéticas, se infiere que los cuerpos cuyas propiedades magnéticas generan las respuestas más significativas en el mapa son de origen

somero o localizado. Sin embargo, la separación regional y residual constituyó una herramienta valiosa para la estimación de la respuesta generada por el basamento.

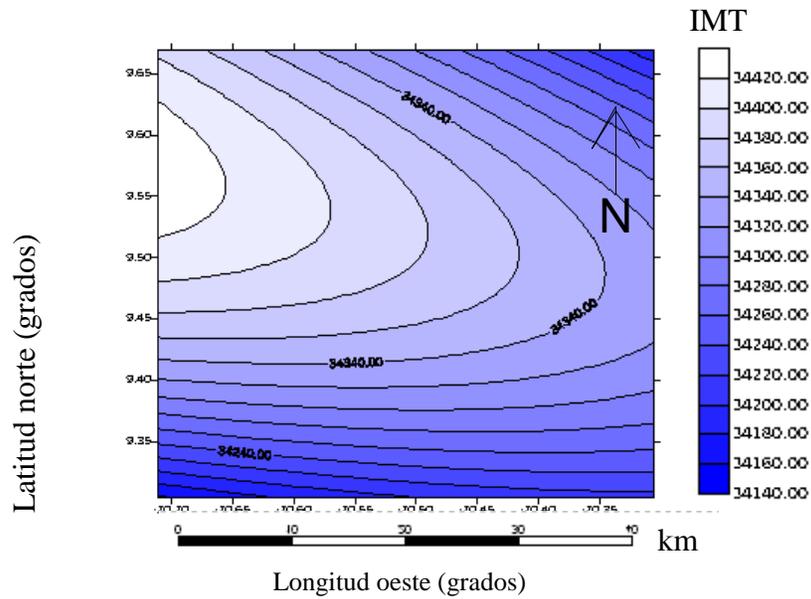


Figura A.7. Mapa regional generado a partir de ajuste polinomial de segundo grado.

### MODELO MAGNÉTICO

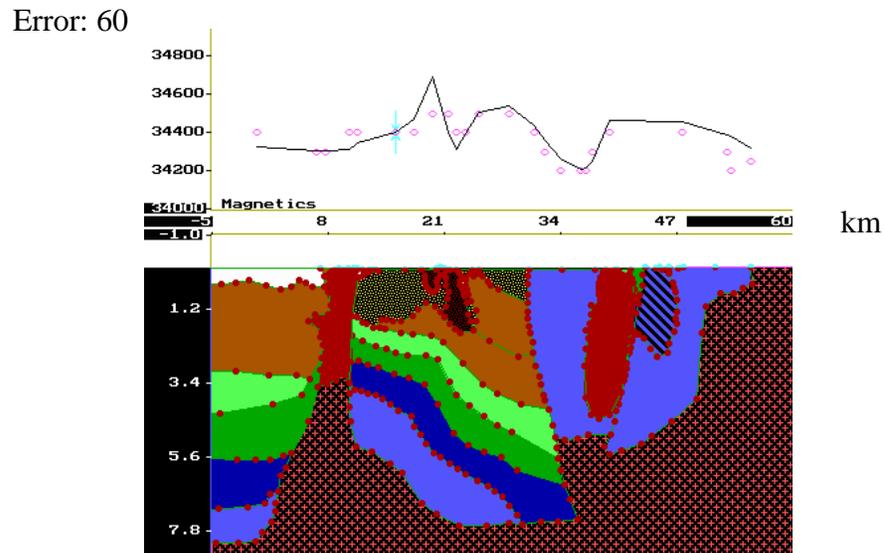


Figura A.8. Modelo magnético generado a partir del perfil trazado sobre el mapa de Intensidad Magnética Total (Tomado de Lessmann “et al”. 2003).

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 1**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 2**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 3**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 4**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 5**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 6**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 7**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

**HOJA 8**

## **APÉNDICE B. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS**

### **HOJA 9**

---

## APÉNDICE C. GLOSARIO DE TÉRMINOS GEOMORFOLÓGICOS PARA FALLAS ACTIVAS

El término falla comúnmente se emplea para definir fracturas en las rocas, a lo largo de las cuales, el movimiento tiene, dicha fractura facilita la erosión, lo que ocasiona la remoción de la traza de falla (COTTON, 1945).

De acuerdo a la reactivación o no de su actividad podemos distinguir:

**Falla Activa:** “Es una falla que ha tenido movimiento en tiempo geológico reciente y que puede reactivarse en un futuro” (AUDEMARD, 1984).

**Falla Inactiva:** “Es aquella falla que ha tenido actividad en un período orogénico antiguo, pero que no presenta ninguna evidencia de actividad en el reciente tectónico” (AUDEMARD, 1984).

De acuerdo a SLEMMONS (1977) las evidencias geomorfológicas en zonas de fallamiento activo han sido estudiadas con mayor auge durante las décadas de los años 60 y 70 años, y principalmente en las zonas de fallas de rumbo (transcurrente).

A continuación, se describen las principales evidencias geomorfológicas de fallamiento activo tratadas en este trabajo:

**Escarpe de falla:** Es la parte del plano de falla que queda expuesto a la superficie por el descenso de uno de los bloques. Es una superficie aplanada que puede ser afectada rápidamente por la acción de la erosión, produciendo escarpes degradados (ver figura C.1).

Las formas de un escarpe de falla distan mucho de su forma inicial a sus formas posteriores debido a la disección, transformación, hasta su final destrucción. Cuando el escarpe es disectado y dividido por los drenajes en secciones de forma triangular (de “V” invertida), entonces se le denomina faceta triangular (COTTON, 1945).



**Figura C.1.** Escarpe de falla originado por el desplazamiento de la falla de Boconó, en la localidad de Mesa del Caballo, edo Mérida.

**Drenaje Desplazado:** Los drenajes que se presentan ortogonalmente a la traza de la falla se ven desplazados por el movimiento relativo de los bloques. Esta es una evidencia que permite determinar el sentido de movimiento de la falla, pero debe utilizarse con varios drenajes que se hallen desplazados coherentemente (ver figura C.2).

**Lomo Lineal:** Es una forma topográfica convexa y alargada cuya dimensión mayor es paralela a la zona de falla (ver figura C.2).



**Figura C.2.** Lomo lineal y drenaje desplazado en bayoneta sinistral producto de la acción de la Falla de Pedregal. (Tomado de Audemard, 1999)

**Lomo de obturación:** Es una forma topográfica convexa que bloquea el drenaje, forzándolo generalmente a desviarse o desplazarse (ver figura C.3).



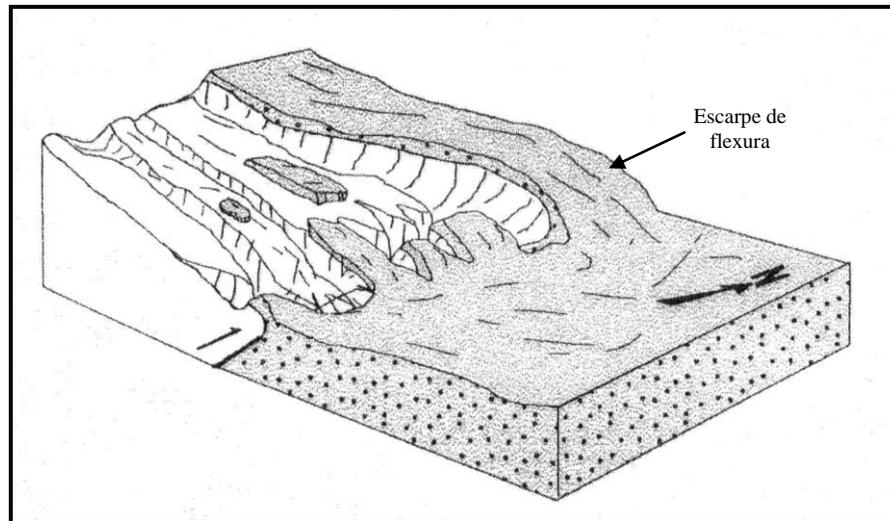
**Figura C.3.** Lomo de obturación producido por el desplazamiento de la falla, nótese las lagunas de falla generadas detrás de este, producto del represamiento del drenaje. (Tomado de Audemard, 1999)

**Ensilladura de falla:** Se define como una pequeña colina que se ubica sobre la traza de la falla, la cual es generada por la presencia de dos drenajes que vierten y socavan a partir de ella, en direcciones contrarias a lo largo del plano de falla, lo que da una configuración de “silla de montar” (ver figura C.4).



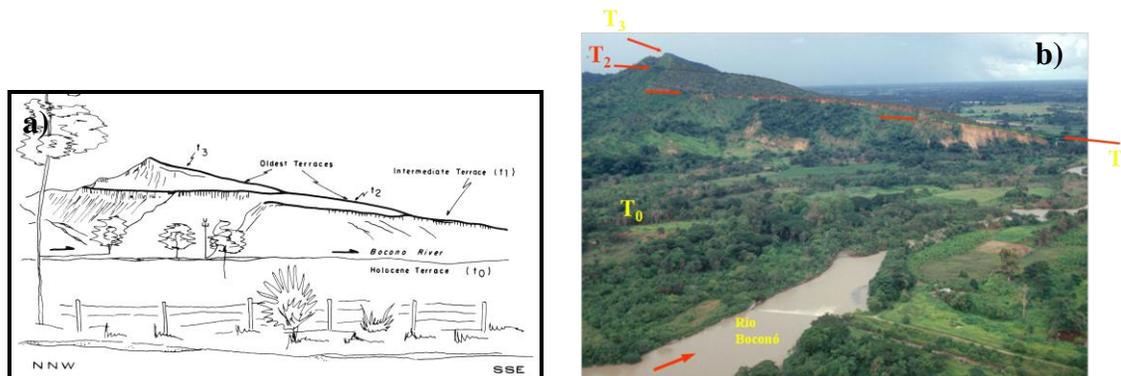
**Figura C.4.** Ensilladuras de fallas generadas sobre la traza de la Falla de Valera. (Tomado de Audemard, 1999)

**Escarpe de flexura:** superficie convexa producto del plegamiento generado por la acción de un frente inverso. En algunas ocasiones está puede presentar rampas cuaternarias suprayacentes también plegadas por el fallamiento inverso (ver figura C.5).



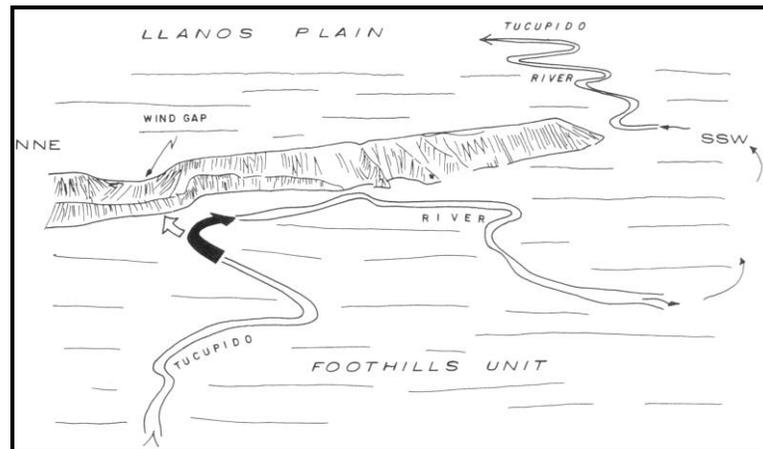
**Figura C.5.** Escarpe de flexura, notese los sedimentos cuaternarios plegados en el tope (Tomado de Costa *et al.*, 2000)

**Terrazas en disposición de tijera:** la flexura frontal funciona como una zona de bisagra que permite simultáneamente el desarrollo de terrazas escalonadas sobre el piedemonte ascendente (correspondiente al bloque colgado) y la rápida sedimentación aluvial. Este mecanismo requiere la formación de discordancias progresivas cerca de la flexura, la cuales son reflejadas en un incremento de la inclinación de la superficie de las terrazas aluviales cuaternarias a medida que aumenta su edad.



**Figura C.6 a y b.** Inclinación progresiva de los tres niveles principales de terrazas cuaternarias del río Boconó, en el frente flexural surandino, en Puente Páez. (Tomadas de Audemard, 1999)

**Abras de viento:** Están formadas por gargantas de ríos a lo largo de una estructura activa (anticlinal, flexura, etc), pero por la cual no hay ningún drenaje pasando en la actualidad, debido a que el río no pudo mantener su curso por esta, a consecuencia del crecimiento vertical de la estructura activa. Las abras de viento frecuentemente se encuentran acompañadas por drenajes represados o difluencias aguas arriba y por abanicos aluviales abandonados y drenajes descabezados aguas abajo (ver figura C.7).



**Figura C.7** Vista aérea de la difluencia del río Tucupido detrás de la Flexura Frontal Surandina. Además se observa el abra de viento asociada. (Tomado de Audemard, 1999)

**Drenajes o canales descabezados:** Algunas veces el rápido levantamiento puede desconectar un segmento de un río de su cabecera. La gran mayoría de las veces esto implica que la tasa de levantamiento tectónica es mayor a la tasa de incisión del drenaje.

**Difluencia:** los drenajes pueden ser desviados a causa de una superficie basculada. Esta anomalía es frecuentemente observada en asociación con anticlinales y sinclinales crecientes. Esta configuración sugiere que un crecimiento diferencial de un pliegue está sucediendo y/o un rápido levantamiento tectónico, el cual es o son mayores a la tasa de incisión del río (ver figura C.7).

