

**ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA PARTE SUR DEL  
BLOQUE DOIMA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA, DEPARTAMENTO  
DEL TOLIMA, COLOMBIA**

**WILSON GIL CHACÓN**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
BOGOTA  
2007**

**ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA PARTE SUR DEL  
BLOQUE DOIMA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA, DEPARTAMENTO  
DEL TOLIMA, COLOMBIA**

**WILSON GIL CHACÓN**

**Proyecto de Grado para optar el título de Geólogo**

**Director**

**MARIO GARCIA GONZALEZ, Ph.D.**

**Codirector**

**MARTIN MANTILLA MONSALVE**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
BOGOTA  
2007**

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a la Universidad Industrial de Santander, por haberme ofrecido las herramientas para formarme como persona y geólogo, al profesor Carlos García por sus inmensas enseñanzas, al geólogo Martín Mantilla por la dirección en el presente trabajo y por sus valiosos aportes en la parte técnica durante el desarrollo de esta investigación.

Deseo también de manera muy atenta agradecer a la compañía Hocol S. A. por su apoyo logístico y a el geólogo Mario De Freitas, por darme la oportunidad de mostrar mis conocimientos.

*Dedicada a mi Mamá, Feli, Maríaajo, Lolo, Martan y Doña Isabel  
quienes me mostraron el camino  
y me dieron fuerzas para  
seguir adelante.  
Gracias por su incondicionalidad.*

## RESUMEN

**TITULO: ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA PARTE SUR DEL BLOQUE DOIMA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA, DEPARTAMENTO DEL TOLIMA, COLOMBIA.**

**AUTOR: GIL CHACÓN Wilson.**

**PALABRAS CLAVES:** Discordancia, Formación Honda, Grupo Gualanday, Modelo Geológico, Reflectores Sísmicos, VSM (Valle Superior del Magdalena), Virtuozo IGS.

Se llevo a cabo la cartografía geológica en la estación de Virtuozo IGS, donde se cargo toda la información existente del área, integrando la geología de superficie con la geología del subsuelo, mediante el amarre sísmico de algunos reflectores bien definidos para el VSM.

En el modelo geológico obtenido, comprende unidades pertenecientes desde el Paleozoico, que agrupa rocas metamórficas como esquistos, filitas, neises y metasedimentitas; el Triásico está representado por las formaciones Luisa y Payandé, las unidades Jurásicas reconocidas fueron los depósitos vulcano clásticos de la Formación Saldaña y los cuerpos intrusivos relacionados con el Batolito de Ibagué, considerándose que la columna estratigráfica mencionada con anterioridad pertenece a lo que se le conoce en la industria del petróleo como el basamento económico en el VSM; se identificaron las formaciones Cretácicas correspondientes a las arenitas y calizas de la Formación Caballos, los *shales* y calizas de la Formación Villeta, las liditas y arcillolitas del Grupo Oliní y las arenitas y conglomerados de la Formación La Tabla. Las unidades Terciarias cartografiadas son la Formación Honda, la cual se encuentra ampliamente distribuida a través de los miembros informalmente propuestos en este trabajo.

En la zona el rumbo predominante de las principales estructuras y unidades tiene una dirección predominantemente NNE; donde las estructuras generadas obedecen a esfuerzos provenientes de un empuje tectónico con dirección SSE.

Se interpretaron seis zonas estructurales asociados a las fallas de Calarma y del Vergel.

En el Anticlinal del Azucaral se evidencia la presencia de un núcleo pre-Cretáceo, debido al cabalgamiento del Vergel que pone en contacto en su flanco oeste a rocas del Jurásico con rocas del Terciario, mientras que en su flanco oriental, mediante un retrocabalgamiento este pone en contacto unidades Jurásicas y Cretáceas.

## ABSTRACT

**TITLE: STRATIGRAPHY AND STRUCTURAL GEOLOGY OF THE SOUTHERN PART OF THE DOIMA BLOCK, UPPER MAGDALENA VALLEY, TOLIMA DEPARTMENT, COLOMBIA.**

**AUTHOR: GIL CHACÓN Wilson.**

**KEY WORDS:** Unconformity, Honda Formation, Gualanday Group, Geologic Model, Seismic markers, UMV (Valle Superior del Magdalena), Virtuozo IGS.

The geologic model proposed comprises units from the Paleozoic to recent. Those units comprises phillites, gneisses and metasediments belonging to the Paleozoic sequence; limestones from the Payande Formation and vulcanosediments of the Luisa Formation comprises the Triassic time span. The Jurassic is represented by the vulcanoclastic deposits of the Saldaña Formation and intrusive bodies of the Batolito de Ibagué. All the mentioned sequence comprises the economic basement of the Upper Magdalena Valley. The Cretaceous sequence comprises the sandstones and limestones of the Caballos Formation, deposited during the Aptian-Albian in a shallow marine to estuarine realm. During the Cenomanian-Coniacian the deposition of the deep marine shales and limestones of the Villeta Formation took place. The end of the Cretaceous is represented by the Oliní Group, composed by two limestones interbedded by the El Cobre Formation, composed of siltstones and fine to very fine sandstones. Overlying the Oliní Group, the Buscavida and La Tabla Formation, composed of shales and sandstones respectively represents the Late Campanian – Maastrichtian sequence. The Tertiary sequence is composed basically of the molassic sequence of the Honda Formation, which is divided into several informal members named in this work.

The principal strike of the structures in the area is NE-NNE, where the observed and measured structures obey to a W-E to NW-SE stress regime, produced by the interaction of the Nazca, Farallones and South American tectonic plates. Six structural zones associated to the Vergel and Calarma faults were interpreted.

In the Azucaral area is observed the presence of a pre-Cretaceous basement cored anticline produced by the Vergel Fault, that thrust in its western flank rocks from the Jurassic Saldaña Formation above rocks of the Tertiary Honda Formation; while in its eastern flank the Jurassic sequence is fault-contacted with the Cretaceous sequence by a backthrust of the same fault.

Development of the present model was assisted by the Virtuozo IGS cartographic software, where all the available information was loaded, integrating surface geology and seismic information through the tie with some well-known seismic reflectors in the Upper Magdalena Valley.

## CONTENIDO

<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1. OBJETIVOS</b> .....	2
1.1 OBJETIVO GENERAL .....	2
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
<b>2. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO</b> .....	4
2.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	4
2.2 FISIOGRAFÍA .....	7
2.3 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	9
2.4 DRENAJE .....	9
2.5 ACCESO AL ÁREA DE TRABAJO.....	9
2.6 MATERIAL BASE .....	12
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	13
3.1 FASES .....	13
3.1.1 Fase de Oficina I.....	13
3.1.2 Fase de Campo .....	14
3.1.3 Fase de Oficina II.....	15
3.2 VIRTUOZO.....	16
3.3.1 Textura.....	23
3.3.2 Composición .....	23
3.3.3 Bioturbación .....	24
3.4 TERMINOLOGÍA Y REFERENCIAS .....	25
<b>4. ESTADO DEL CONOCIMIENTO</b> .....	26
4.1 ESTUDIOS REGIONALES.....	26
<b>5. MARCO GEOLOGICO REGIONAL</b> .....	29
5.1 TECTONICA ANDINA.....	29
5.2 ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL, CENTRAL Y ORIENTAL .....	37
5.3 VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA (VSM).....	38
<b>6. ESTRATIGRAFIA GENERAL</b> .....	41
6.1 UNIDAD PALEOZOICA (Pzm).....	41
6.2 FORMACIÓN LUISA (TRI) PÉRMICO – TRIÁSICO MEDIO?.....	41
6.3 FORMACIÓN PAYANDÉ (TRp) TRIÁSICO MEDIO?.....	41
6.4 FORMACIÓN SALDAÑA (Js) JURÁSICO INFERIOR A MEDIO? .....	43
6.5 INTRUSIVOS JURÁSICOS (BATOLITO DE IBAGUÉ) (Ji) JURÁSICO? .....	43
6.6 FORMACIÓN YAVÍ (Ky) APTIANO .....	43
6.7 FORMACIÓN CABALLOS (Kc) APTIANO TEMPRANO – ALBIANO MEDIO .....	43
6.8 FORMACIÓN VILLETA (Kv) ALBIANO MEDIO (?) CONIACIANO .....	44
6.9 GRUPO OLINÍ (Kol) SANTONIANO – CAMPANIANO TEMPRANO (?).....	44
6.10 FORMACIÓN BUSCAVIDA (Ksb) (NIVEL DE LUTITAS Y ARENAS) CAMPANIANO TARDÍO-MAASTRICHTIANO TEMPRANO (?) .....	45
6.11 FORMACIÓN LA TABLA (Kt) MAASTRICHTIANO (?).....	45
6.12 FORMACIÓN GUADUALA (Ktg) MAASTRICHTIANO – PALEOCENO.....	45
6.13 GRUPO GUALANDAY. EOCENO-MIOCENO?.....	46
6.13.1 Formación Chicoral (Tch) Eoceno Medio?? .....	47
6.13.2 Formación Potrerillo (Top) Eoceno Medio??-Oligoceno Temprano?.....	47
6.13.3 Formación Doima (Top) Oligoceno Medio-Superior?.....	48
6.14 FORMACIÓN BARZALOZA (Tmb) OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO TEMPRANO? ..	48

6.15 FORMACIÓN HONDA (Tmh) MIOCENO MEDIO?	49
6.16 DEPOSITOS CUATERNARIOS (Q)	49
<b>7. DISCUSIÓN</b>	50
<b>8. ESTRATIGRAFIA</b>	57
8.1 UNIDAD PALEOZOICA (Pzm)	57
8.2 FORMACIÓN LUISA (TRI) PÉRMICO – TRIÁSICO MEDIO?	59
8.3 FORMACIÓN PAYANDÉ (TRp) TRIÁSICO MEDIO?	59
8.4 FORMACIÓN SALDAÑA (Js) JURÁSICO INFERIOR A MEDIO?	60
8.5 INTRUSIVOS JURÁSICOS (BATOLITO DE IBAGUÉ) (Ji) JURÁSICO?	60
8.6 FORMACIÓN CABALLOS (Kc) APTIANO TEMPRANO – ALBIANO MEDIO	63
8.6.1 Miembro Inferior (Kc1) Aptiano Temprano (?) – Medio	63
8.6.2 Miembro Medio (Kc2) Aptiano Tardío	68
8.6.3 Miembro Superior (Kc3) Albiano Temprano - Medio	69
8.7 FORMACIÓN VILLETA (Kv) ALBIANO MEDIO (?) CONIACIANO	70
8.7.1 Calizas de Tetuán (Kv1) Albiano Medio (?) – Tardío	70
8.7.2 Bambucá Shale (Kv2) Cenomaniano	72
8.7.3 Formación La Luna (Kv3) Turoniano-Coniaciano	74
8.8 GRUPO OLINÍ (Kol) SANTONIANO – CAMPANIANO TEMPRANO (?)	76
8.8.1 Formación Lidita Inferior (Kol1)	76
8.8.2 Nivel intermedio (Kol2) (Aico Shale o Arenitas del Cobre)	77
8.8.3 Lidita Superior (Kol3)	80
8.9 FORMACIÓN BUSCAVIDA (Ksb) (NIVEL DE LUTITAS Y ARENAS) CAMPANIANO TARDÍO-MAASTRICHTIANO TEMPRANO (?)	81
8.10 FORMACIÓN LA TABLA (Kt) MAASTRICHTIANO (?)	82
8.11 FORMACIÓN HONDA	84
8.11.1 Tmh 1	85
8.11.2 Tmh 2	86
8.11.3 Tmh 3	86
8.11.4 Tmh 4	87
8.11.5 Tmh 5	88
8.11.6 Tmh 6	89
8.11.7 Tmh 7	89
8.11.8 Tmh 8	90
8.12 DEPOSITOS CUATERNARIOS (Q)	91
8.12.1 Abanicos aluviales (Antiguos) (Qav)	91
8.12.2 Terrazas aluviales (Qt)	91
8.12.3 Derrubios (Qd)	92
8.12.4 Valles aluviales (Qd)	92
<b>9. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b>	93
9.1 ELEMENTOS ESTRUCTURALES	95
9.2 ZONAS ESTRUCTURALES	98
<b>10. EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA</b>	109
<b>11. GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO</b>	118
11.1 ROCA GENERADORA	118
11.2 MANIFESTACIONES SUPERFICIALES	119
11.3 RESERVORIOS	128
11.4 ROCAS SELLO	129
11.5 SOBRECARGA	129
11.6 TRAMPAS	130
11.7 CARTA DE EVENTOS	130
<b>12. CONCLUSIONES</b>	132
<b>13. RECOMENDACIONES</b>	135
<b>REFERENCIAS CITADAS</b>	136
<b>ANEXOS</b>	148

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de localización del área de estudio.....	5
<b>Figura 2.</b> Polígono del área de estudio.....	6
<b>Figura 3.</b> Mapa fisiográfico de la zona.....	8
<b>Figura 4.</b> Mapa Hidrográfico.....	11
<b>Figura 5.</b> Fotografías áreas empleadas.....	12
<b>Figura 6.</b> Diagrama de flujo, para la generación de los productos fotogrametricos.....	18
<b>Figura 7.</b> Programa sísmico del Bloque Doima, cargado a la estación de Virtuozo.....	19
<b>Figura 8.</b> Diferentes códigos asignados a los diferentes elementos geológicos encontrados.....	20
<b>Figura 9.</b> Herramientas fotogeologicas que tiene el software.....	21
<b>Figura 10.</b> Diagrama de flujo, llevado a cabo en Virtuozo para la interpretación.....	22
<b>Figura 11.</b> Clasificación textural de rocas sedimentarias.....	23
<b>Figura 12.</b> Clasificación composicional de rocas sedimentarias.....	24
<b>Figura 13.</b> Clasificación grados de bioturbación.....	24
<b>Figura 14.</b> Marco tectónico del noroeste de Sur América.....	31
<b>Figura 15.</b> Tres secciones sísmicas de Colombia.....	32
<b>Figura 16.</b> Idealización de la formación de los cabalgamientos.....	34
<b>Figura 17.</b> Mapa estructural de la geología de Colombia.....	36
<b>Figura 18.</b> Sección regional de Colombia.....	39
<b>Figura 19.</b> Mapa generalizado del VSM.....	40
<b>Figura 20.</b> Columna estratigráfica generalizada del área.....	42
<b>Figura 21.</b> Truncación de los reflectores sísmicos, correspondiente a las rocas del Cretáceo.....	53
<b>Figura 22.</b> Sección sísmica donde se establece la relación entre los diferentes periodos.....	54
<b>Figura 23.</b> Sección sísmica, que atraviesa al campo Balcón.....	56
<b>Figura 24.</b> Mapa Geológico del área de estudio.....	58
<b>Figura 25.</b> Ambiente compresivo caracterizado por fallamiento inverso.....	94
<b>Figura 26.</b> Ambiente distensivo caracterizado por fallas normales .....	94
<b>Figura 27.</b> Esquema para la realización de la geología de un sector.....	99
<b>Figura 28.</b> Ubicación de las secciones sísmicas interpretadas en el área.....	100
<b>Figura 29.</b> Secciones Estructurales.....	101
<b>Figura 30.</b> Mapa de zonas estructurales del área de estudio.....	103
<b>Figura 31.</b> Sección Estructural ch-87-201_br-88-05.....	104
<b>Figura 32.</b> Sección Estructural ch-87-201_br-88-05.....	105
<b>Figura 33.</b> Sección Estructural ot-89-1220.....	108
<b>Figura 34.</b> Esquema representativo, del modelo de depositación la Formación Saldaña.....	112
<b>Figura 35.</b> Modelo de depositación de las formaciones Yaví y Caballos Inferior.....	113
<b>Figura 36.</b> Ambientes depósito para la Formación Caballos (Kc2 y Kc3) y el Grupo Villeta.....	114
<b>Figura 37.</b> Modelo de depositación para las formaciones la Tabla y Guaduala.....	115
<b>Figura 38.</b> Distribución de litofacies de las formaciones Tetuán y La Luna.....	120
<b>Figura 39.</b> Mapa de rezumaderos del área.....	121
<b>Figura 40.</b> Carta de eventos de los sistemas petrolíferos de la zona de estudio.....	131
<b>Figura 24.</b> Mapa Geológico del área de estudio.....	58
<b>Figura 25.</b> Ambiente compresivo caracterizado por fallamiento inverso.....	94
<b>Figura 26.</b> Ambiente distensivo caracterizado por fallas normales .....	94
<b>Figura 27.</b> Esquema para la realización de la geología de un sector.....	99
<b>Figura 28.</b> Ubicación de las secciones sísmicas interpretadas en el área.....	100
<b>Figura 29.</b> Secciones Estructurales.....	101
<b>Figura 30.</b> Mapa de zonas estructurales del área de estudio.....	103
<b>Figura 31.</b> Sección Estructural ch-87-201_br-88-05.....	104

<b>Figura 32.</b> Sección Estructural ch-87-201_br-88-05.....	105
<b>Figura 33.</b> Sección Estructural ot-89-1220.....	108
<b>Figura 34.</b> Esquema representativo, del modelo de depositación la Formación Saldaña.....	112
<b>Figura 35.</b> Modelo de depositación de las formaciones Yaví y Caballos Inferior.....	113
<b>Figura 36.</b> Ambientes depósito para la Formación Caballos (Kc2 y Kc3) y el Grupo Villeta.....	114
<b>Figura 37.</b> Modelo de depositación para las formaciones la Tabla y Guaduala.....	115
<b>Figura 38.</b> Distribución de litofacies de las formaciones Tetuán y La Luna.....	120
<b>Figura 39.</b> Mapa de rezumaderos del área.....	121
<b>Figura 40.</b> Carta de eventos de los sistemas petrolíferos de la zona de estudio.....	131

## LISTA DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía 1.</b> Seudo capas riolíticas muy gruesas de geometría tabular. Formación Saldaña.....	61
<b>Fotografía 2.</b> Fenocristales euedrales de feldespato potasico, plagioclasa y cuarzo.....	61
<b>Fotografía 3.</b> Granodiorita, con contenidos de anfíboles y biotitas entre los 40 a 45 %.....	62
<b>Fotografía 4.</b> Contraste geomorfológico entre las formaciones Saldaña y Caballos.....	65
<b>Fotografía 5.</b> Capas gruesas y muy gruesas con geometría cuneiforme.....	66
<b>Fotografía 6.</b> Cuarzoarenitas de color amarillento.....	66
<b>Fotografía 7.</b> Intercalaciones de carbones, con cuarzoarenitas de grano grueso.....	67
<b>Fotografía 8.</b> Contacto concordante, cuarzoarenitas y capas mudstone.....	69
<b>Fotografía 9.</b> Aspecto Geomorfológico del Grupo Villeta.....	71
<b>Fotografía 10.</b> Intercalaciones de capas delgadas a gruesas de <b>Mudstone</b> , con lodolitas.....	72
<b>Fotografía 11.</b> Arcillolitas y lodolitas de color negro a gris oscuro fisiles.....	73
<b>Fotografía 12.</b> Concreciones calcáreas grandes y pequeñas de aspecto esférico.....	73
<b>Fotografía 13.</b> Interposiciones de concreciones calcáreas discoidales centimétricas y métricas...74	
<b>Fotografía 14.</b> El aspecto geomorfológico de la Formación la Luna.....	75
<b>Fotografía 15.</b> La geomorfología del Grupo Oliní.....	78
<b>Fotografía 16.</b> Capas de arenitas ligeramente lodosas, muy gruesas con contactos netos.....	79
<b>Fotografía 17.</b> Arenitas lodosas, con laminación plana paralela.....	79
<b>Fotografía 18.</b> Niveles de arcillolitas calcáreas, con concreciones micríticas métricas.....	80
<b>Fotografía 19.</b> Alternancia de laminas de liditas, de colores crema y grisáceo.....	81
<b>Fotografía 20.</b> Cuarzoarenitas y litoarenitas, dispuestas en capas medias a muy gruesas.....	83
<b>Fotografía 21.</b> Estratificación cruzada en artesa.....	83
<b>Fotografía 22.</b> Conglomerado clatosoportado de guijos y gujarros de cuarzo y chert.....	84
<b>Fotografía 23.</b> Rezumadero activo en el nacimiento de aguas.....	122
<b>Fotografía 24.</b> Hidrocarburo seco en limmotitas compactas de la Formación Honda.....	122
<b>Fotografía 25.</b> Cuerpo ígneo de tonalidad oscura, producto de la migración de hidrocarburos...123	
<b>Fotografía 26.</b> Rezumadero por planos de diaclazamiento y estratificación.....	123
<b>Fotografía 27.</b> Cuarzoarenitas, con porosidad buena, impregnadas de hidrocarburo.....	124
<b>Fotografía 28.</b> Rezumadero activo.....	124
<b>Fotografía 29.</b> Derrame de hidrocarburo, cerca del contacto discordante.....	125
<b>Fotografía 30.</b> Capas y laminas de liditas tabulares (Lidita Superior), impregnadas.....	125
<b>Fotografía 31.</b> Rezumadero activo, con fuerte presencia de olor a gas.....	126
<b>Fotografía 32.</b> Cuarzoarenitas y conglomerados, los cuales se encuentran impregnados.....	126
<b>Fotografía 33.</b> Cuarzoarenitas impregnadas de hidrocarburos.....	127
<b>Fotografía 34.</b> Rezumadero activo, en nacimiento de agua.....	127

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Coordenadas del área de estudio.....	4
<b>Tabla 2.</b> Conceptos básicos implementados y sus autores, en el desarrollo del proyecto.....	25
<b>Tabla 3.</b> Carta crono estratigráfica.....	52

## LISTA DE ANEXOS

<b>Anexo 1.</b> Mapa geológico.....	149
<b>Anexo 2.</b> Póster .....	150
<b>Anexo 3.</b> Secciones Estructurales.....	151

## **INTRODUCCIÓN**

La utilización integrada de herramientas geológicas tales como la geología de superficie, la geofísica, la geología estructural y la estratigrafía ayudan a establecer relaciones en la exploración de hidrocarburos.

Este trabajo pretende contribuir al conocimiento de la geología de la parte sur del bloque Doima (Subcuenca de Girardot), en la cual HOCOL S.A. presenta intereses exploratorios, enfocándose en la relación de las grandes estructuras presentes en el área como son La Falla de Calarma, El Cabalgamiento del Vergel y El Retro Cabalgamiento del Azucaral, así como de otras fallas menores relacionadas a estas, y los grandes anticlinales y sinclinales presentes en la zona, que interactúan con las diferentes formaciones encontradas que presentan edades que van desde el Triásico hasta los sedimentos recientes encontrados en los valles aluviales, para de esta forma diseñar un modelo geológico integral.

Siendo uno de los objetivos de este trabajo, generar un entendimiento de la geología de la parte sur del bloque Doima, para de esta manera acercarse de manera aproximada a la evolución tectóno-estratigráfica de esta área.

## **1. OBJETIVOS**

### **1.1 OBJETIVO GENERAL**

Mediante la integración de información de geología existente del área y la obtenida en este trabajo, generar un mapa geológico que relacione el comportamiento de la geología en superficie con el subsuelo, de la parte sur del Bloque Doima.

### **1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Recopilar la información disponible de los estudios de geología publicados para el VSM y los que incluyan las áreas del Bloque Doima.
- Realizar la fotogeología del área utilizando el software de fotointerpretación geológica Virtuozo IGS, suministrado por HOCOL S.A.
- Diseñar un plan de trabajo de geología de campo (Inicialmente de reconocimiento del área), para así fijar algunas zonas de mayor interés.
- Utilizar otras herramientas disponibles como son imágenes satelitales, anaglifos, bloque diagramas tridimensionales, entre otras herramientas que ayuden a obtener la cartografía final.
- Controlar y verificar en superficie la presencia de las diferentes unidades geológicas aflorantes.
- Establecer o identificar evidencias en superficie que ayude a seguir elementos con poco control sísmico.

- Realizar un muestreo sistemático para AFTA, de la zona de estudio como a su vez en los principales puntos de interés trazados en las formaciones o unidades de interés para HOCOL S.A.
  
- Proponer un modelo aproximado de la evolución estructural mediante la relación entre la geología de superficie y algunas líneas sísmicas del área.
  
- Realizar un mapa fotogeológico con control de campo del área (415,6 Km<sup>2</sup>) a escala 1:25.000 del sur del bloque Doima.

## 2. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

### 2.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área se localiza en la parte sur occidental del Departamento del Tolima. Cubriendo hacia el sur desde la intersección de la Quebrada Lemaya con el Río Tetuán y extendiéndose al norte hasta el Cementerio del Brillante. Su límite occidental es la parte montañosa de los alrededores de La Vereda del Alto del Maco y su oriental las partes planas de las riveras del Río Tetuán (Figura 1). Tiene una extensión de 415,6 km<sup>2</sup> perteneciente a la parte sur del Bloque Doima y esta delimitada por el polígono de forma irregular mostrado en la Figura 2, el cual consta de las siguientes coordenadas (Tabla 1):

**Tabla 1.** Coordenadas del área de estudio.

$\Delta$	N	E
1	849.960	904.160
2	858.594	904.160
3	863.457	911.884
4	870.401	917.840
5	874.328	927.931
6	874.224	936.175
7	862.287	936.175
8	862.287	926.240
9	856.539	926.240
10	856.539	921.948
11	849.933	921.948

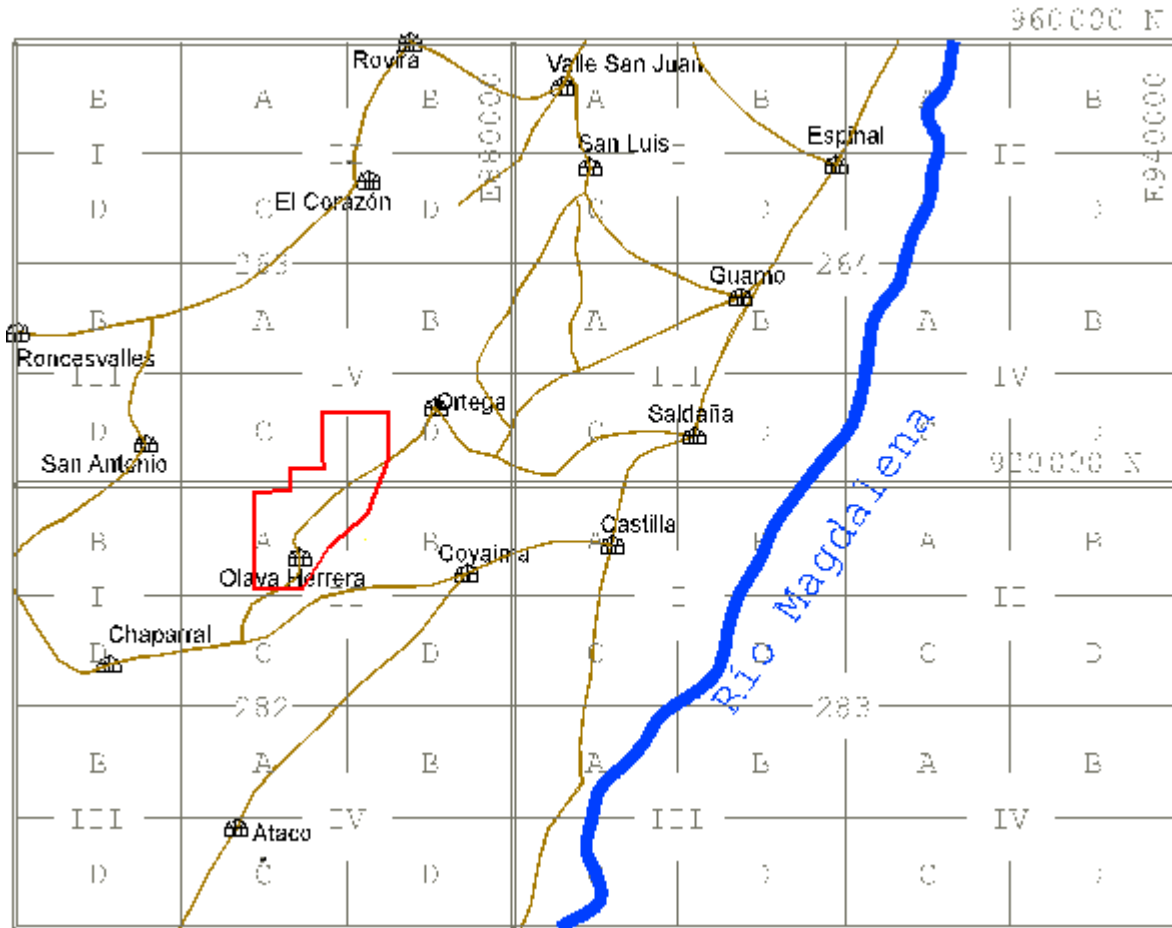


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio, en el extremo sur occidental del Bloque Doima.

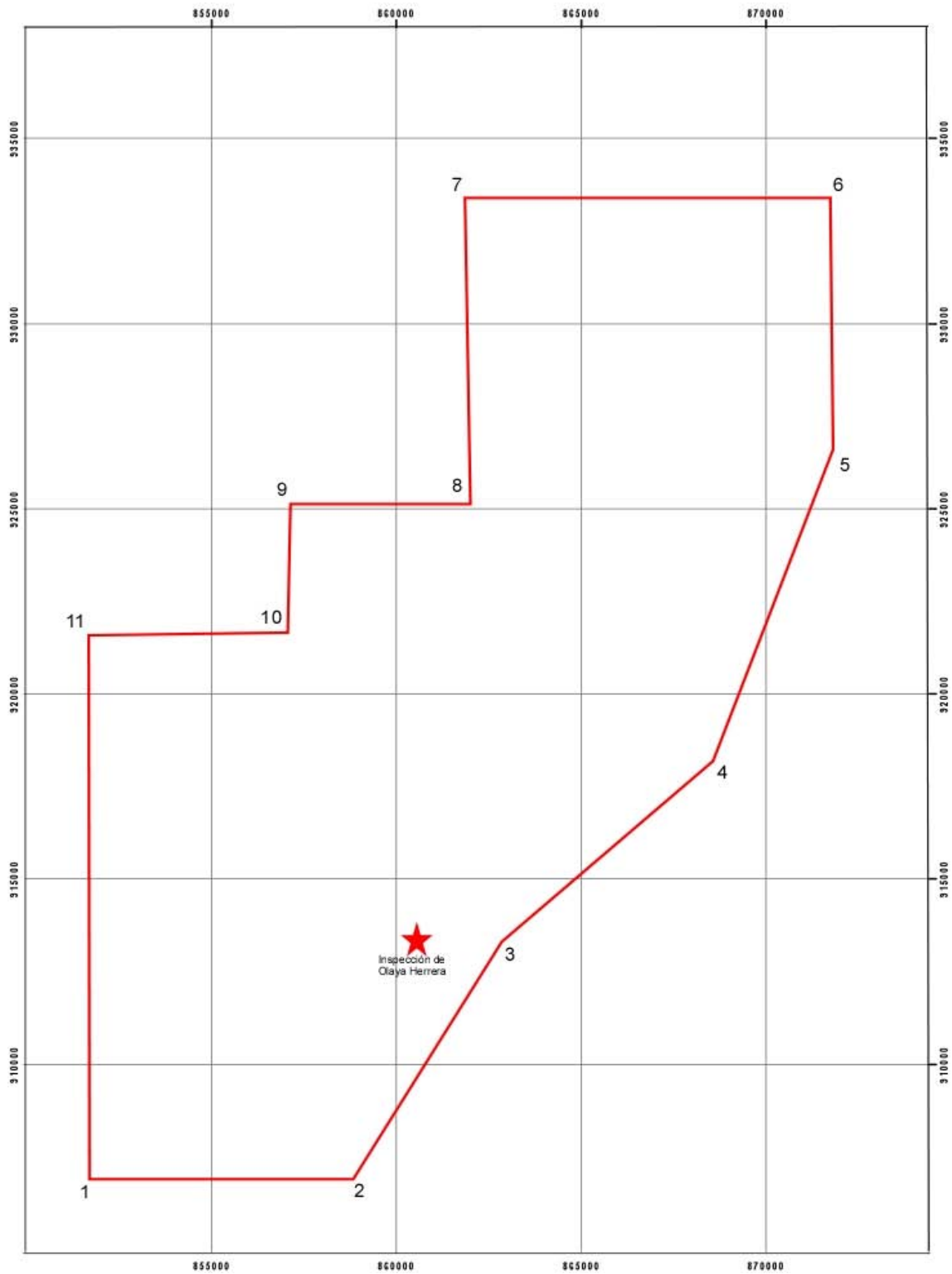


Figura 2. Polígono del área de estudio.

## **2.2 FISIOGRAFÍA**

En el área (415,6 Km<sup>2</sup>) de estudio las altitudes oscilan entre 400 y 1400 m.s.n.m., dividiéndose en cuatro áreas así:

1. Zona de montaña en la parte occidental del área (Figura 3), donde se presentan escarpes que van desde moderados a abruptos en una franja alargada de S-SW a N-NE, con altitudes que alcanzan los 1400 m.s.n.m. aproximadamente, y corresponden con las rocas de mayor edad encontradas en el área (Paleozoico a Jurásico).
2. Zonas altas de los valles de los ríos Tetuán y Ortega, compuestas principalmente por El Cerro del Azucaral (Figura 3) en una zona intermedia a occidental, los Cerros de Tumbili al norte y la parte sur de los Cerros de los Avechuchos hacia el oriente de la zona de estudio, los cuales presentan altitudes entre los 800 a 1000 m.s.n.m., comprendiendo rocas que van desde el Jurásico al Terciario.
3. Zonas con altitudes intermedias de los ríos Tetuán, Peralonso y Ortega (Figura 3), las cuales presentan la topografía predominante en el área (morfología ondulada), como algunas cuchillas alargadas en dirección S-SW N-NW, con rangos de altitudes entre los 450 a 600 m.s.n.m., y compuesta por rocas Cretácicas, Terciarias y depósitos recientes (Abanicos Aluviales).
4. Zonas planas comprendidas por los Valles aluviales de los principales ríos encontrados en el área (Tetuán, Peralonso y Ortega) (Figura 3), con altitudes constantes de aproximadamente de 400 a 450 m.s.n.m.

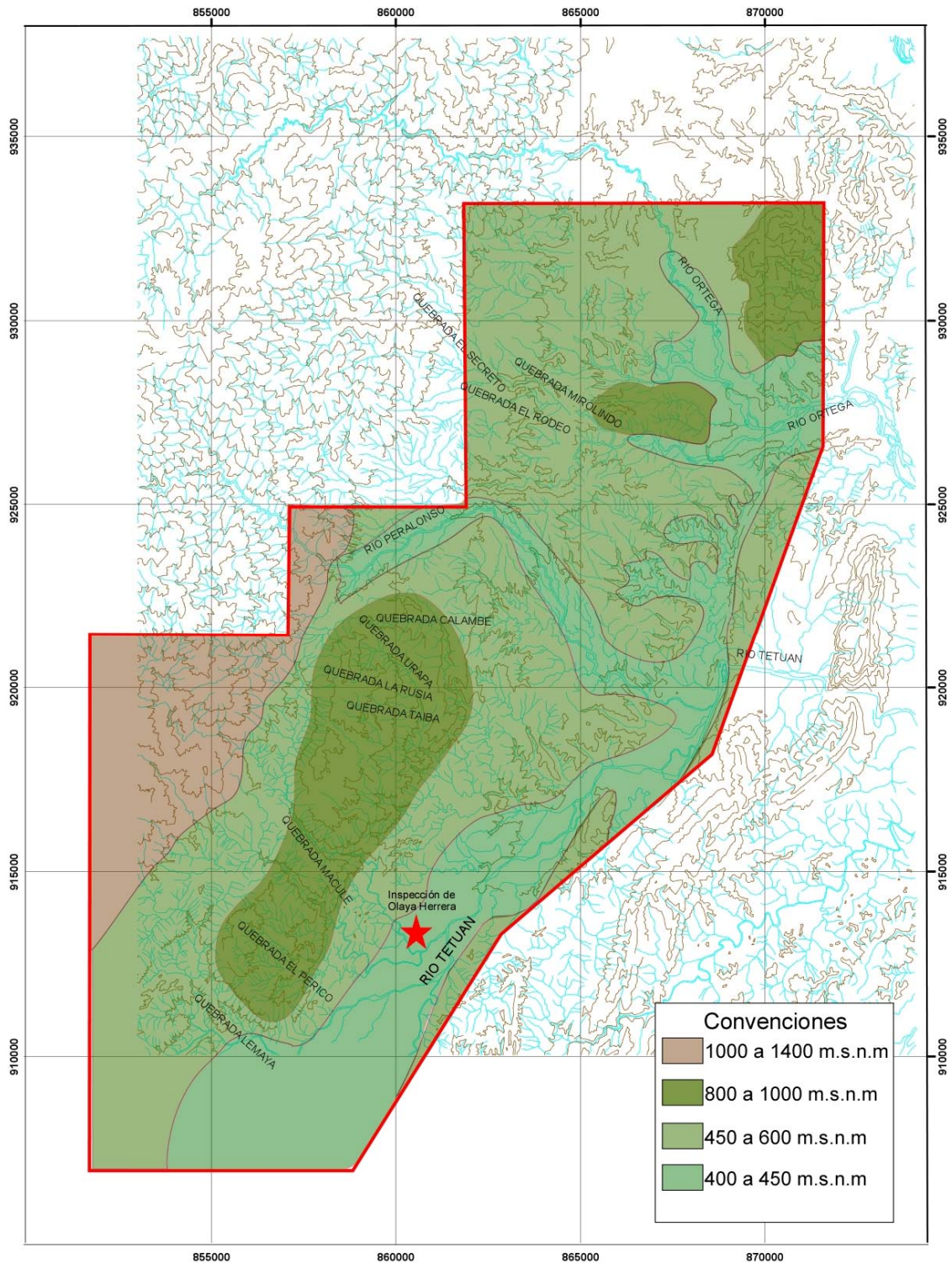


Figura 3. Mapa fisiográfico de la zona.

### **2.3 CLIMA Y VEGETACIÓN**

La temperatura predominante en la región es de 27°C y la humedad relativa varia entre el 70% y el 80%, lo que le origina climas tropicales y de montaña. La precipitación promedio anual es de 1900 mm/año, lo cual permite el desarrollo de bosques secos tropicales (partes bajas) y bosques húmedos montañosos (partes con mayor altitud).

En la región se encuentran primordialmente desarrollados cultivos de café y cacao en las zonas con altitudes altas (1000 a 1400 m.s.n.m.), en zonas con altitudes intermedias cultivos de pastizales y maíz, y finalmente encontramos en las llanuras aluviales cultivos de arroz, caña de azúcar, plátano y sorgo. (CAM, 2004).

### **2.4 DRENAJE**

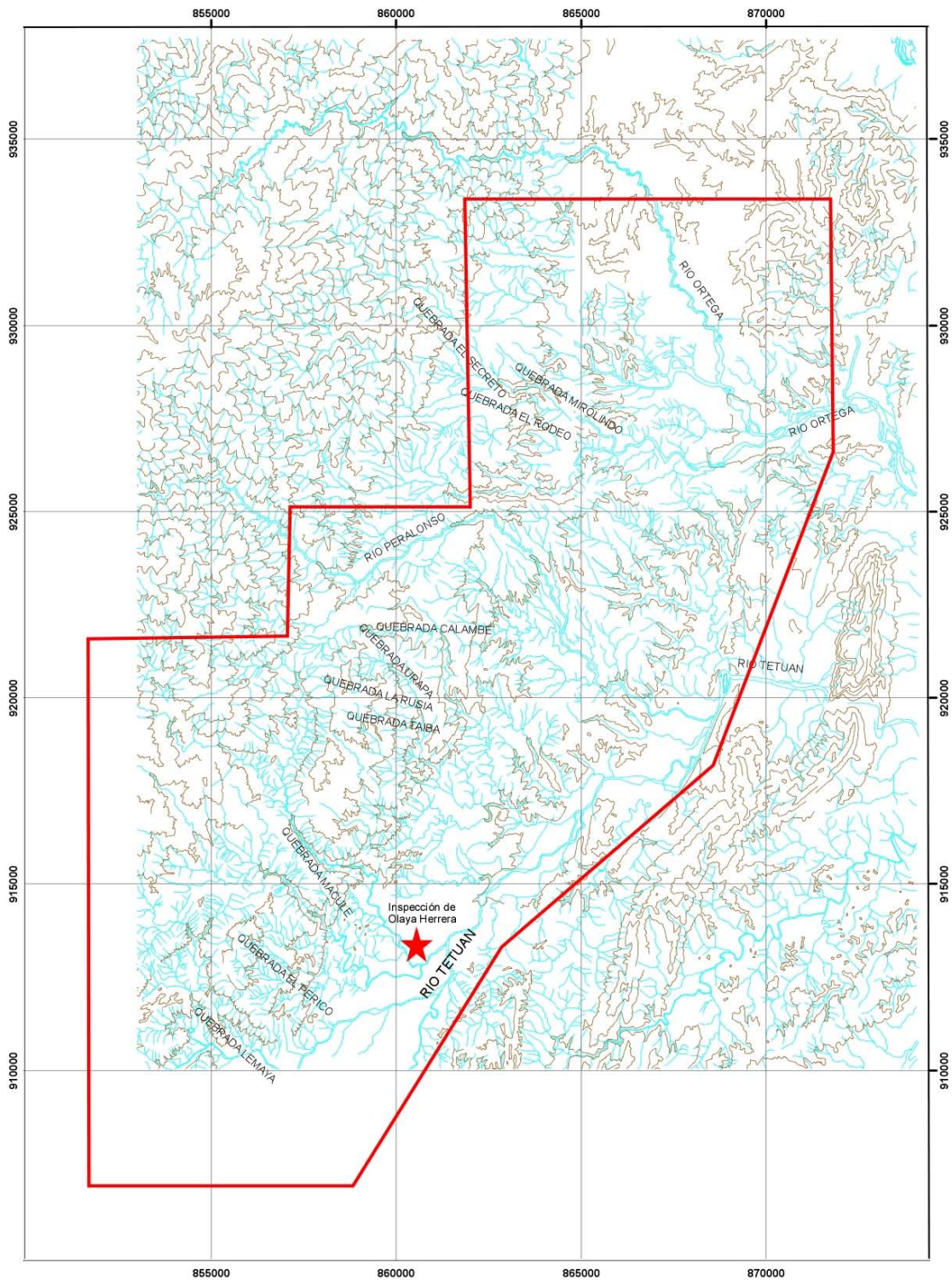
Los causes principales que actúan en el área de trabajo son: El Río Tetuán, que lleva sus aguas en sentido NE, donde a través de su recorrido por el área de estudio, las quebradas Lemaya, el Perico, Chipalo, Macule, Taiba, la Rusia, la Urapa, Calambé y otras de menor importancia vierten sus aguas a este. Al norte del cerro del Azucaral, el Río Peralonso vierte sus aguas provenientes de las estribaciones de la Cordillera Central al Río Tetuán. Quebradas como Mirolindo, el Secreto, el Rodeo y otros afluentes unen sus aguas al Río Ortega que conduce a su vez estas en sentido SE, para posteriormente unirse al Río Tetuán, fuera del área de trabajo (Figura 4).

### **2.5 ACCESO AL ÁREA DE TRABAJO**

Para acceder al área de trabajo se llega por la carretera que conduce de la ciudad de Bogota a la ciudad de Neiva, donde a la altura del municipio del Guamo (Departamento del Tolima), parte una carretera que comunica con el municipio de Ortega, en donde se desprende la carretera que conduce al Municipio de

Chaparral. En este último tramo mencionado se encuentran una serie de carretables de la región que se distribuyen en el área así:

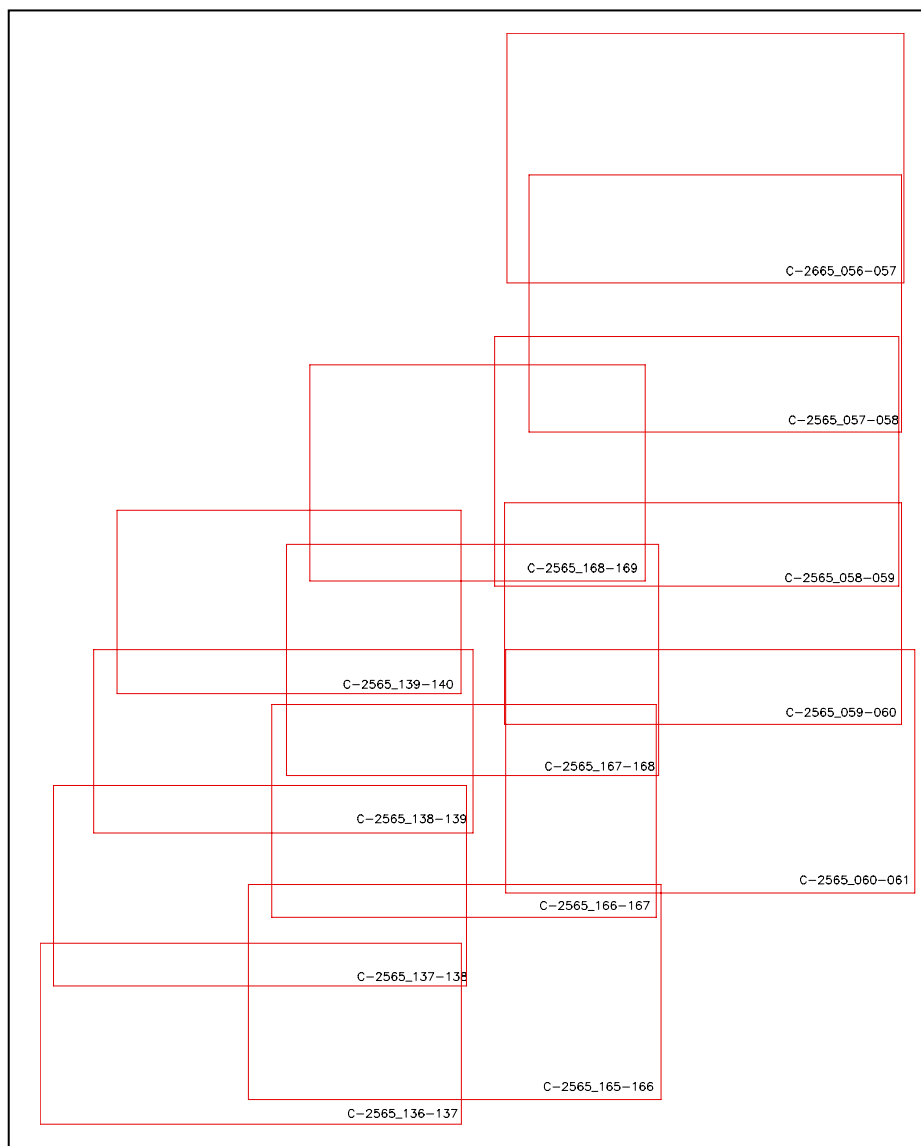
1. Caserío de Yaguara - La Puente.
2. Inspección de Olaya Herrera - Caserío del Alto del Maco.
3. Estación de Toldado – Caserío de Guayaquil.
4. Estación de Toldado – Caserío de Samaria.
5. Carretable Intermunicipal que comunica al Municipio de Ortega con las veredas de Vergel, Llano Grande, Altozano, entre otras.



**Figura 4.** Mapa Hidrográfico. Se observan los principales causes de los ríos presentes en la zona (Ríos Tetuán, Peralonso y Ortega) con sus afluentes.

## 2.6 MATERIAL BASE

En el desarrollo de este trabajo se utilizaron ciertos elementos indispensables como son: Fotografías aéreas del área de estudio (Figura 5), ortofotomosaico, modelo de elevación e imágenes satelitales de la zona. Software fotogeológico de interpretación (Virtuozo IGS), planchas topográficas de la región del IGAC a escala 1:25000: 263-IV-A, 263-IV-B, 263-IV-C, 263-IV-D, 282-II-A y 282-II-B (Figura 1).



**Figura 5.** Fotografías áreas empleadas durante la fotointerpretación del área de estudio, del IGAC.

### 3. METODOLOGÍA

Para el desarrollo del proyecto se tuvo en cuenta las siguientes etapas, las cuales se dividieron en dos fases de oficina y una de campo. A continuación se incluye una breve descripción de los procesos realizados en cada una de las fases:

#### 3.1 FASES

##### 3.1.1 Fase de Oficina I

- *Recopilación de información:* Trabajos geológicos realizados en la zona, así como la información verbal transmitida por personas que tienen conocimiento del área (compilación bibliográfica de la sucesión estratigráfica aflorante, así como de la geología estructural presente en la parte sur del Bloque Doima).
  
- *Fotointerpretación:* Fotografías aéreas, imágenes satelitales, anaglifos y bloque diagramas tridimensionales. Se realizó la fotogeología del área de estudio, trazando los posibles contactos y estableciendo los distintos tipos de litología que afloran en el área. También se realizaron perfiles topográficos y geológicos, con el fin de identificar cambios litológicos y estructurales presentes.
  
- Elaboración de un mapa fotogeológico preliminar a escala 1:25,000, donde se identifican los diferentes elementos reconocidos durante la fotointerpretación.
  
- Definición de las transectas a realizar y los afloramientos a visitar, presentando mayor importancia los sectores aledaños al oeste de la inspección de Olaya Herrera, siendo estos los cauces y alrededores de la quebradas Lemaya, el Perico, Chipalo, Macule, Taiba, la Urupa y Calambé, considerados como los

que muestran la mayor información geológica en el sector comprendido entre la parte sur del Anticlinal del Azucaral y los alrededores del Río Peralonso, finalizando con un control geológico en el anticlinal de Acacias.

### **3.1.2 Fase de Campo**

La fase de campo se llevó a cabo en el mes de abril del 2006. La duración de esta fase fue de 23 días, dentro de los cuales se contemplo el acceso y regreso del área de estudio.

Durante estas fase se empleó el siguiente material: Martillo para geología, porra o maceta, cincel, brújula para geología, lupa para geología de 20X, bastón de Jacob, cinta métrica, mapas preliminares con los posibles contactos, fallas y estructuras (Anticlinales, sinclinales, etc.), tablas de tamaño de grano, litológicas y escalas, gotero con HCl, libreta de campo, marcadores de punta gruesa y fina, cinta de enmascarar, bolsas de polietileno de calibre grueso (capacidad de aprox. 3Kg), colores, cámara digital con zoom óptico y morral.

Para el desarrollo de esta fase se llevaron a cabo los siguientes pasos:

- Reconocimiento de las unidades geológicas fotointerpretadas.
- Confirmación del plan trazado de los afloramientos a describir así como de las transectas a realizar y algunas sugeridas en el área.
- Ubicación con GPS de las estaciones y por medio del mapa donde el GPS no presentaba señal.
- Establecimiento de la posición estratigráfica relativa en que se encuentran las diferentes formaciones con respecto a otras, ya sea por contactos concordantes, discordantes o fallados.

- Medición estratigráfica utilizando la técnica del bastón de Jacob y toma de datos estructurales, en la descripción de los afloramientos encontrados.
  
- Descripción de las características sedimentológicas de las rocas encontradas en cada afloramiento, adquiriendo información litológica, textural, composicional, estructuras sedimentarias mecánicas y biogénicas, grado de bioturbación, consistencia, impregnación, porosidad aparente y color, como a su vez la determinación de facies.
  
- Toma de muestras de acuerdo a los estándares definidos por HOCOL S.A.

### **3.1.3 Fase de Oficina II**

- Organización sistemática de la información obtenida en campo.
  
- Carga de la información obtenida en campo al software de fotointerpretación (Virtuozo), para corroborar la cartografía de campo y realizar los ajustes correspondientes.
  
- Carga de los datos integrados y corregidos al software de fotointerpretación (Virtuozo), Autocad, ArcMap, entre otros.
  
- Integración de la geología de superficie con el subsuelo, mediante el amarre de las diferentes unidades litológicas encontradas y su respuesta sísmica.
  
- Descripción y caracterización estratigráfica de las diferentes unidades encontradas.
  
- Elaboración de un mapa geológico y estructural final.

- Planteamiento de modelo un geológico del área, el cual permita explicar su configuración actual.
  
- Generación del informe final.

### **3.2 VIRTUOZO**

A través de las fases llevadas en este proceso se utilizó el software de fotointerpretación Virtuozo IGS, en donde se desarrollaron ciertos pasos del proyecto. En la ejecución del software, se requiere se lleven a cabo dos procedimientos importantes, los cuales son: Generación de productos e Interpretación.

En el procedimiento requerido para la generación de los productos, es necesario la definición del polígono de la zona, a la cual se le diseña un plan de vuelo o se obtiene las fotografías los vuelos anteriormente realizados sobre esta. Seguidamente se realiza una georeferenciación de las fotografías obtenidas, mediante puntos de control de fácil reconocimiento en la fotografía, por medio del amarre ya sea por puntos tomados en campo con un GPS o mediante la utilización de un mapa topográfico del área. Utilizando el tono de las fotografías (Relación de las sombras con respecto a la posición del sol) y el análisis minucioso de estas bajo el software, se diseña un modelo digital de elevación (dem) del área.

Seguidamente se realiza la ortorectificación de las imágenes, eliminando el efecto cono producto de la lente de la cámara, y dejando una distancia real de los objetos palmados en las imágenes, las cuales ya pueden integrarse para generar un ortofotomosaico de la zona al que seguidamente se le crea estereoscopia al igual que a los pares fotogrametricos que lo componen, todo este procedimiento descrito anteriormente se describe de manera esquemática mediante el flujo grama de la figura 6.

Ya generados los productos fotogramétricos, se carga a la estación y se comienza con el proceso designado como interpretación.

Para tener toda la información existente en tres dimensiones y que sea compatible con Vituozo, llevamos un archivo de texto, donde tenemos una nube de puntos con coordenadas X, Y, Z, a el software MicroStation, se genera una superficie (dtm), con el animo de convertir toda la información existente de 2D a 3D, y mediante el modulo de Bentley In Road, en la opción de Drape Surface, se convierte la información de 2D a 3D, finalmente exportamos el archivo resultante con la extensión DXF, la cual es compatible con Virtuozo.

Ya teniendo la información convertida procedemos a cargar la información existente a Virtuozo (Ubicación geográfica en el terreno de los pozos, geología, la poligonal de las columnas estratigráficas, estaciones realizadas sobre el terreno, trazos de las líneas sísmicas en superficie, y en general todo los datos de superficie existentes) (Figura 7), los cuales contribuyan con la fotointerpretación.

Siguiendo con el proceso cargamos mediante la herramienta de Load ubicada en la parte superior de la pantalla, los respectivos pares fotogrametricos o ortofotomosaico con estereoscopia, para visualizar toda la información cargada y realizar un contorno de las unidades identificadas, en software mediante la asignación de diferentes códigos para los diferentes elementos geológicos encontrados (Figura 8). Debe resaltarse que Virtuozo presenta diferentes herramientas que permiten realizar una fotointerpretación de manera eficaz como son la variación en el tono de las diferentes pares o ortofotomosaicos cargados, zoom, entre otras (Figura 9). Finalmente después de realizar nuestro mapa este se exporta (Geología, geomorfología, mapa de pendientes, entre otros) y los sometemos a un proceso de edición en Micro Station ó Autocad, para finalmente en ArcMap obtener nuestro mapa, al igual que en el procedimiento anterior este también se describe de manera esquemática mediante el flujo grama de la figura 10.

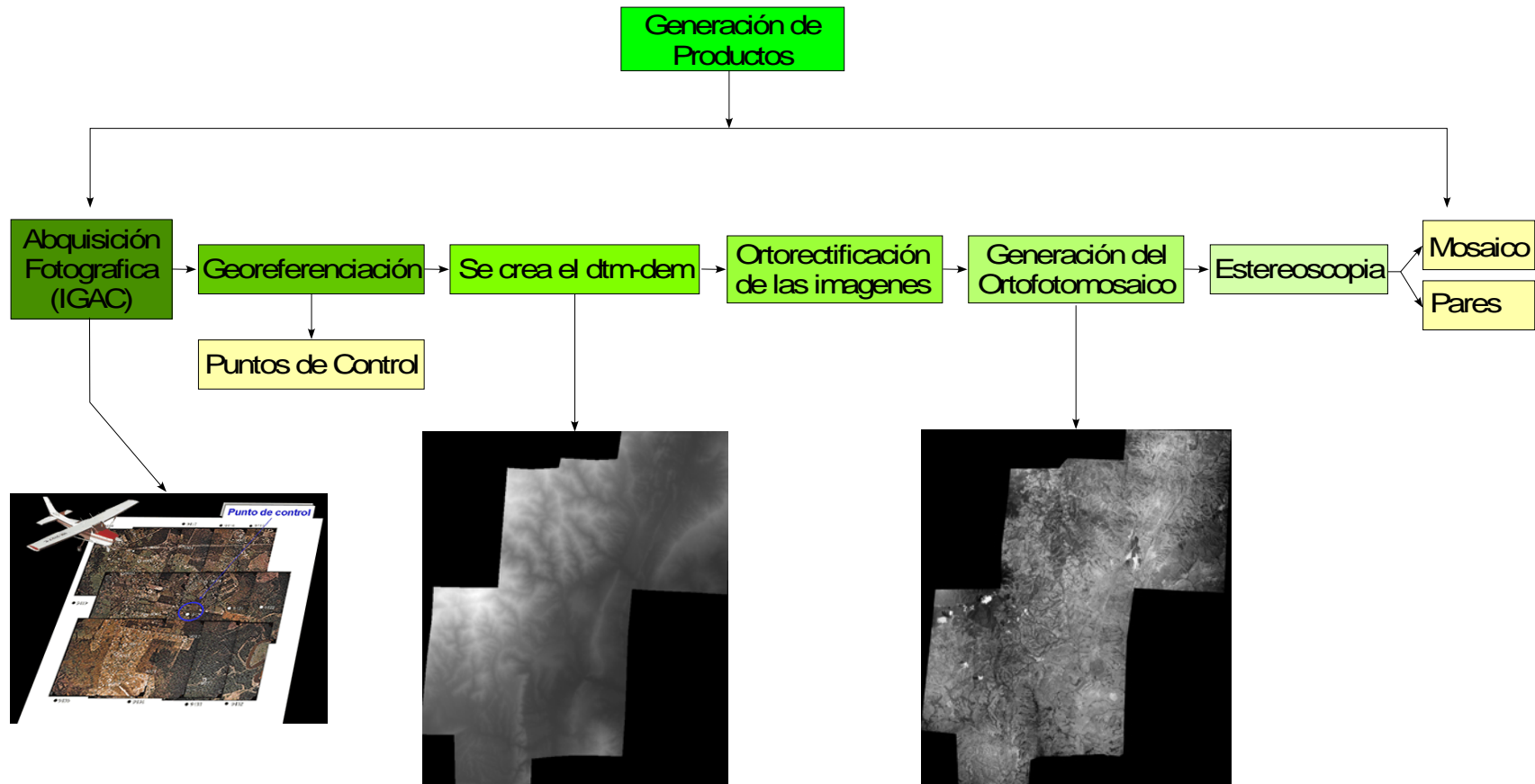
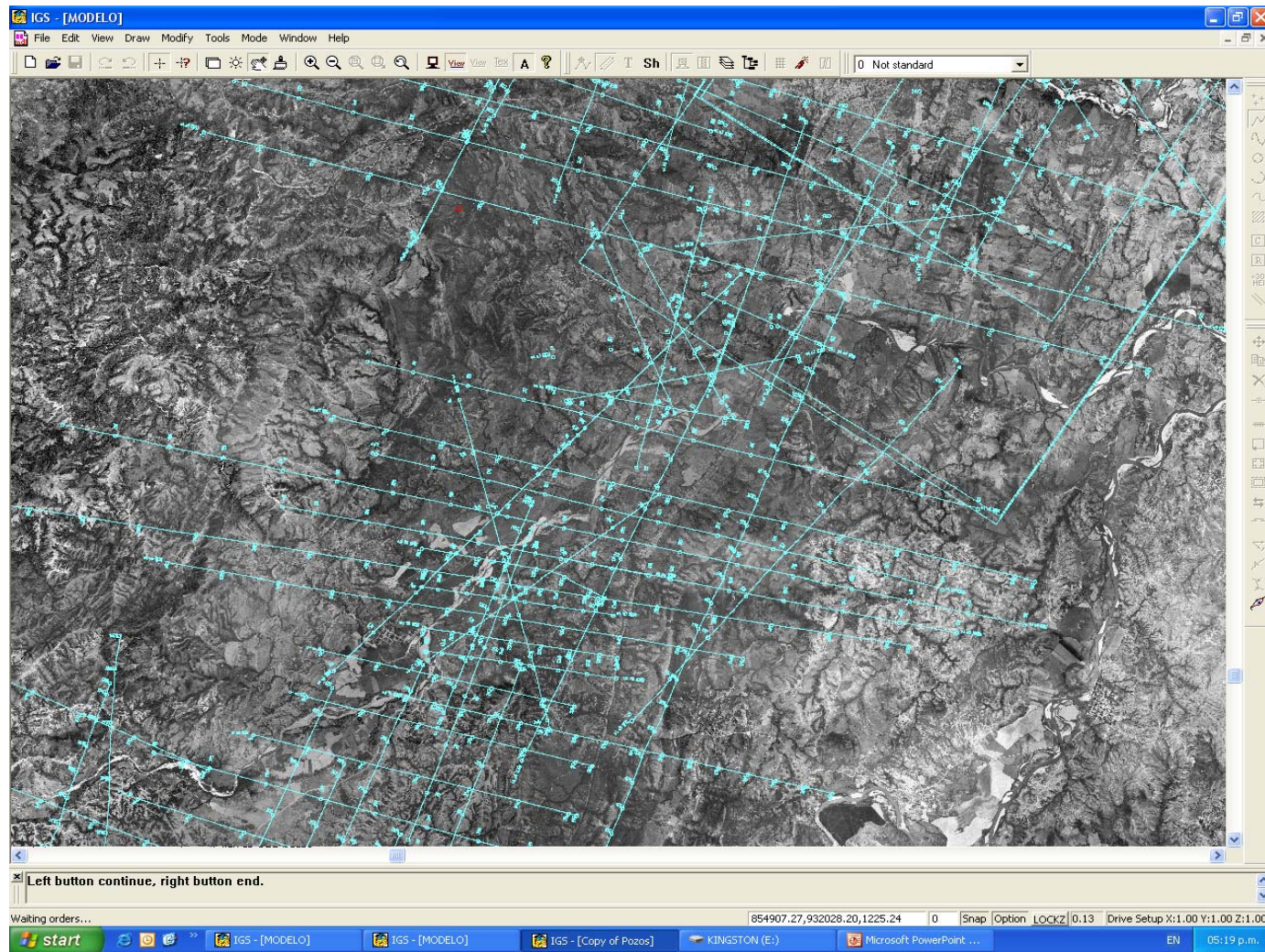


Figura 6. Diagrama de flujo, para la generación de los productos fotogrametricos.



**Figura 7.** Programa sísmico del Bloque Doima, cargado a la estación de Virtuozo.

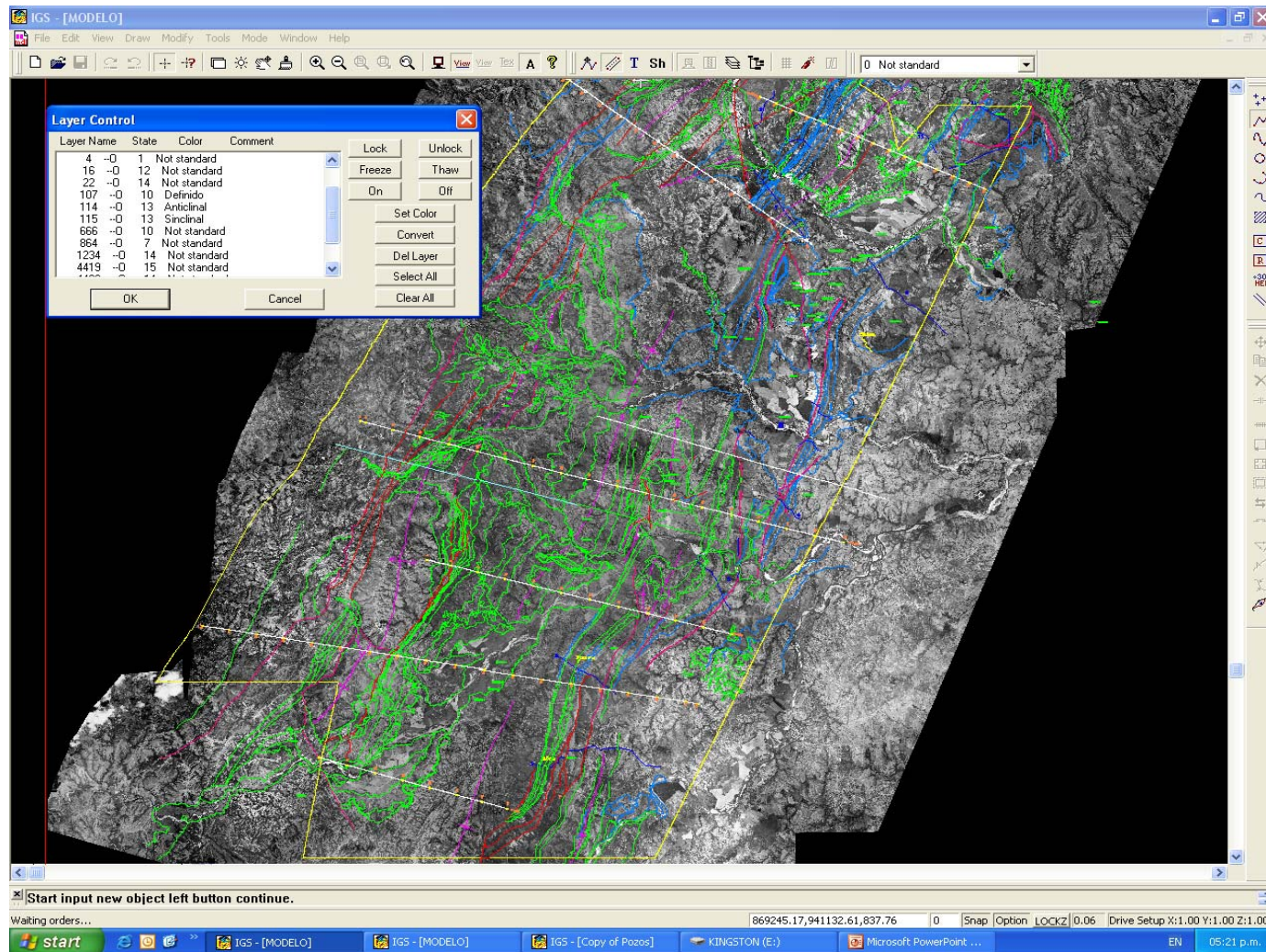
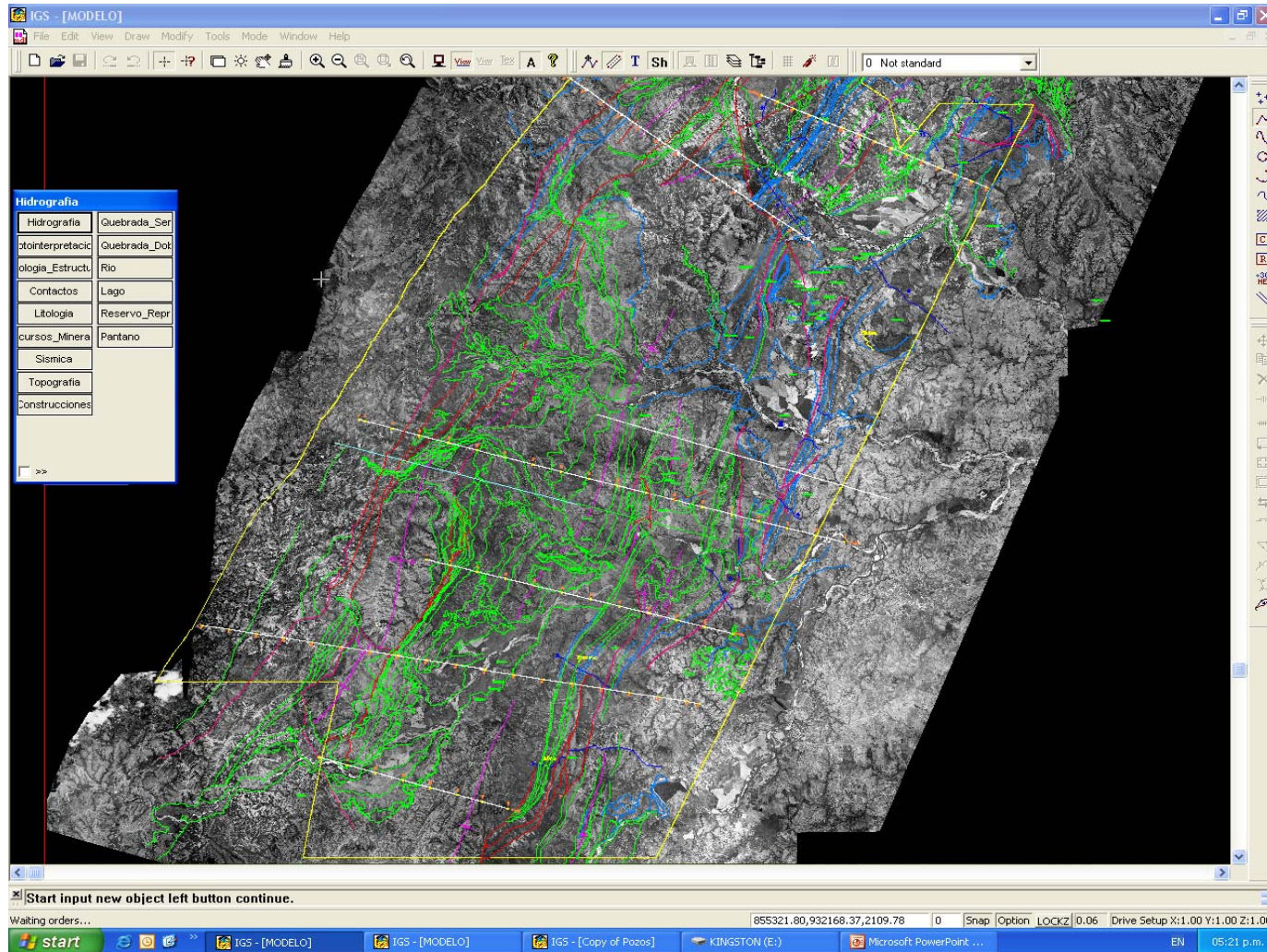


Figura 8. Diferentes códigos asignados a los diferentes elementos geológicos encontrados.



**Figura 9.** Herramientas fotogeológicas que tiene el software para el contorno de las diferentes unidades encontradas en un área como el la variación de tonos de las fotografías (En la figura la herramienta esta designada con un sol en la parte superior derecha de la ventana).

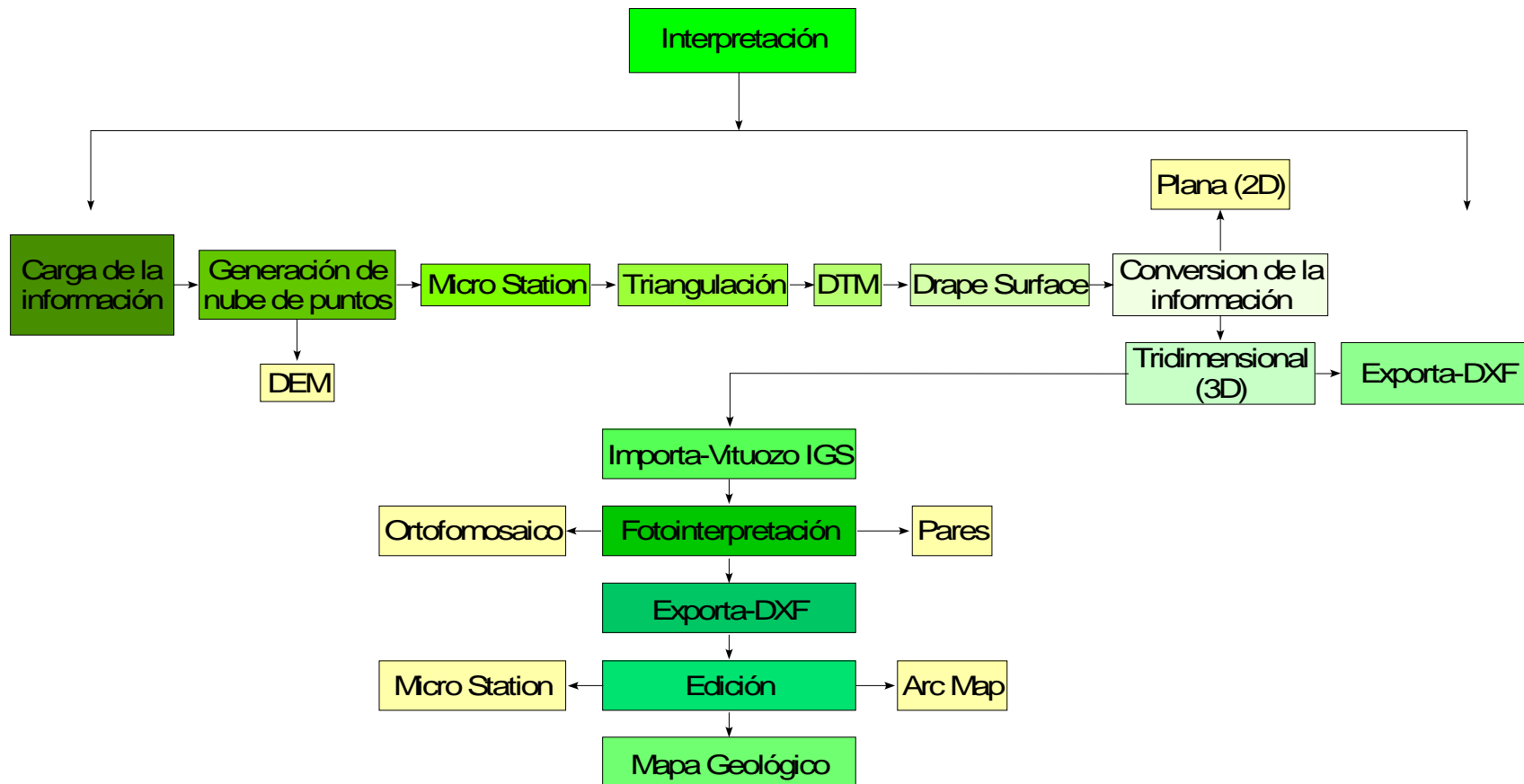


Figura 10. Diagrama de flujo, llevado a cabo en Virtuoso para la interpretación de los productos obtenidos.

### 3.3 NOMENCLATURA

Para agilizar la lectura y comprensión del informe, a continuación se mencionan los criterios tenidos en cuenta durante la realización de este proyecto, en la fase que compete a las labores realizadas en el campo.

#### 3.3.1 Textura

En este informe para la clasificación textural se tuvo en cuenta los conceptos emitidos por Folk, 1954 (Figura 11).

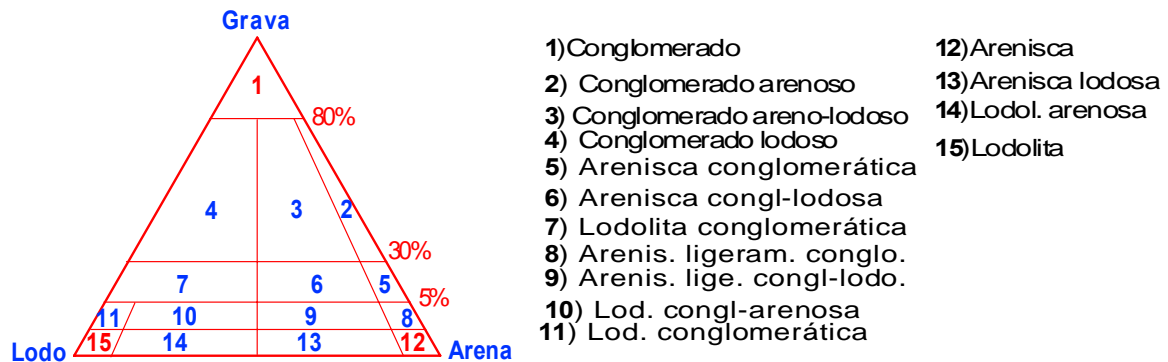
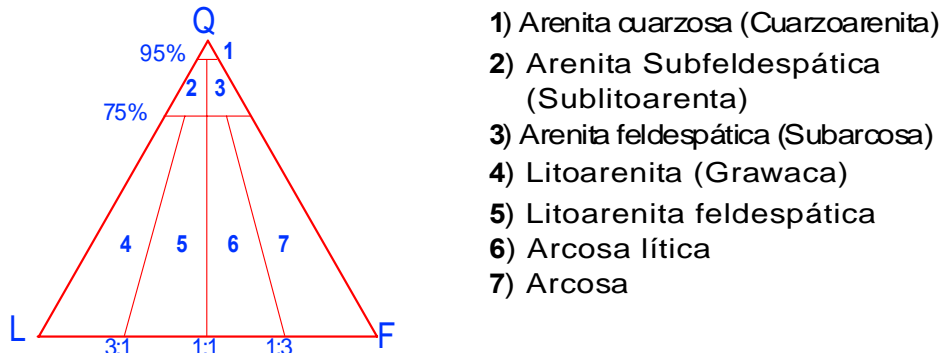


Figura 11. Clasificación textural de rocas sedimentarias. Modificado de Folk, (1954).

#### 3.3.2 Composición

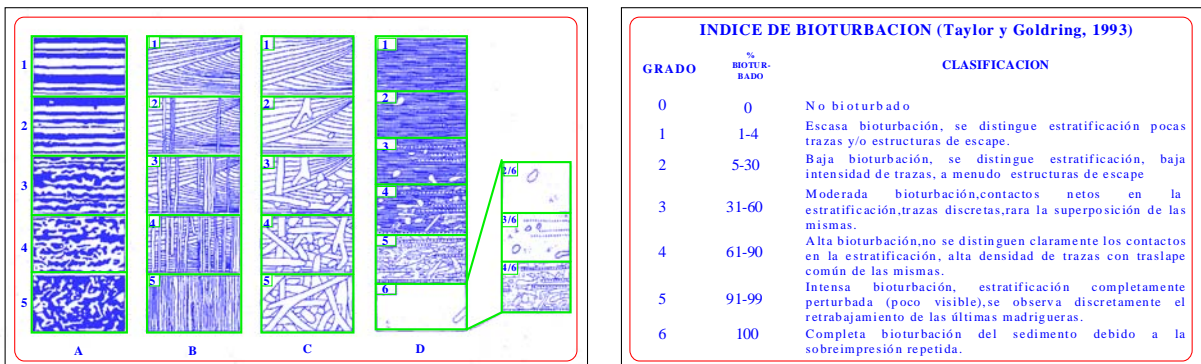
Para el análisis composicional se tuvo en cuenta los trabajos realizados por Folk, (1954), así como también las subdivisiones composicionales realizadas en Pettijohn, Potter y Sievers, (1973), (Figura 12).



**Figura 12.** Clasificación composicional de rocas sedimentarias. Tomado de Folk, (1954) y Pettijohn, Potter y Sievers, (1973).

### 3.3.3 Bioturbación

Para los diferentes grados de bioturbación, se tubo en cuenta la clasificación de Reineck, 1967, (Figura 13). Estos seis grados para efectos prácticos se resumen de la siguiente manera: Muy alta (Grados 5 y 6), Alta (Grado 4), Media (Grado 3) y Baja (Grados 0 y 1).



**Figura 13.** Clasificación grados de bioturbación. Tomado de Taylor y Goldring, (1993).

### 3.4 TERMINOLOGÍA Y REFERENCIAS

Para la realización de este proyecto se utilizaron conceptos básicos empleados durante la descripción de los afloramientos encontrados en las diferentes transectas. Las diferentes terminologías usadas y sus autores se presentan en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Conceptos básicos implementados y sus autores, en el desarrollo del proyecto.

#### **Acillolitas y limolitas**

Tamaño de grano	Wentworth (1922)
Estructuras sedimentarias	Reineck y Singh (1980)
Estructuras biogenicas	Pemberton (1992)

#### **Arenitas y arenitas lodosas**

Tamaño de grano	Wentworth (1922)
Relación matriz granos (Arenitas y arenitas lodosas)	Dott (1964)
Composición de los granos	Folk. (1968)
Estructuras sedimentarias	Reineck y Singh (1980)
Estructuras biogenicas	Pemberton (1992)

#### **Conglomerados**

Relación clastos y matriz	Carozzi (1993)
Composición de los clastos	Carozzi (1993)

#### **Calizas**

Relación cemento, matriz y aloquimicos	Dunham (1962)
Tamaño de los aloquimicos	Folk (1959)

## **4. ESTADO DEL CONOCIMIENTO**

### **4.1 ESTUDIOS REGIONALES**

Debido a la gran riqueza geológica que presenta el Valle Superior del Magdalena (En adelante VSM), tanto de carácter científico como económico, esta es una de las regiones con mayores estudios y trabajos realizados del territorio colombiano, los cuales datan desde antes de 1950 cuando se hicieron los primeros estudios que dieron como resultado el primer campo descubierto en el área que fue el Campo Ortega-Tetuán en 1951 por Texas Petroleum Co. (Bueno, 1987 en Mojica y Franco, 1990).

Los estudios y trabajos han sido desarrollados prioritariamente por compañías petroleras extranjeras y nacionales, y en menor escala por las escuelas de geología del país y del extranjero, dentro de las cuales se destacan los estudios realizados por la Facultad de Ciencias-Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, en su publicación “Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena” (1994), los cuales han estado enfocados en el desarrollo exploratorio y científico de la cuenca.

Los trabajos más conocidos han sido los de Bürl (1961), Beltrán y Gallo (1968), Buttler y Shamel (1988), Van Houten y Travis (1968), y Etayo-Serna (1994), entre otros se tienen diferentes proyectos realizados para las diferentes compañías con intereses exploratorios en la región, y en este caso en particular para HOCOL S. A., como son los realizados por empresas Dunia Consultores Ltda. (2001), Geoandes (2001) y Geosearch (2002). En el desarrollo académico de los estudios regionales del VSM, se encuentran los realizados por Van Houten y Travis (1968), Hamilton (1969), Isacks y otros (1968), Anderson (1972), Butler (1983), Barrio y

Coffield (1992), Buitrago (1994), Cooper et al. (1995), Vergara (1995), Etayo, et al. (1998), Pindell et al. (1998), el INGEOMINAS (1999), Guerrero et al. (2000), Tchegliakova y Mojica (2001), Sarmiento y Rangel (2003), Duarte (2004), Radic y Jordan (2004), Montes et al (2005) y Veloza et al. (2006).

Van Houten y Travis (1968) describen la secuencia Cenozoica en el VSM. Hamilton (1969) propone situar a los Andes en un moderno modelo para el entendimiento de la geología de los batolitos del Cretáceo y el cinturón orogénico del oeste de Norte América. Isacks y otros (1968) proponen algunas soluciones geológicas a los problemas encontrados en la tectónica de los Andes desde los años sesenta, usando la información obtenida en la geología de campo, como técnicas geofísicas. Anderson (1972) informalmente divide el Eoceno-Oligoceno en el grupo Gualanday, dentro de tres unidades conglomeráticas y dos zonas de transicionales entre los conglomerados.

Butler (1983) usa la técnica de secciones balanceadas, con la ayuda de fotografías aéreas, mapas de campo, sísmica y control de pozos, interpretando **“foreland thrusting”** formados durante el Terciario temprano y tardío en el VSM. Barrio y Coffield (1992) describen la sucesión Cretácica en la margen occidental de la Subcuenca de Girardot y establecen tres ciclos principales transgresivos y regresivos. Cooper et al., (1995) establece la relación directa entre los ambientes de depositación y la tectónica en las cuencas colombianas. Vergara (1995) presenta la estratigrafía del Cretáceo para el VSM con énfasis en las facies y biofacies.

Pindell y otros (1998) proponen un modelo cinemático de la interacción de las placas tectónicas a nivel mundial en donde se expone la importancia de estas en la configuración actual de la geología regional, estableciendo los movimientos relativos de unas respecto a otras y los estilos estructurales regionales asociados a las cuencas del país. INGEOMINAS (1999) realiza la geología de superficie del

Departamento del Tolima a escala 1:100.000, en la cual se encuentra comprendida la mayor parte de la Subcuenca de Girardot.

Guerrero et al. (2000) realiza un análisis sedimentológico de diez columnas estratigráficas ubicadas en los sectores meridional y septentrional del VSM, interpretando los ambientes sedimentarios y proponiendo una única cuenca Cretácea para Colombia. Tchegliakova y Mojica (2001) describen la litoestratigrafía del Senoniano (Campaniano-Maastrichtiano) del sector de Guataquí-Girardot y establecen seis biozonas de foraminíferos planctónicos y reconocen dos de nanoplancton calcáreo.

Sarmiento y Rangel (2003) determinan en el VSM cuatro sistemas petrolíferos, de los cuales dos pertenecen a la Subcuenca de Girardot y los restantes a la Subcuenca de Neiva. Duarte (2004) establece seis marcadores regionales para el Cretáceo a lo largo del VSM, en donde en un marco crono-estratigráfico diferencia cinco secuencias de depositación, las cuales se encuentran relacionadas regionalmente por superficies de máxima inundación.

Radic y Jordan (2004) identifican tres ciclos tectónico-estratigráficos comprendidos desde el Cretácico Tardío al Cenozoico de gran importancia en la evolución de la Subcuenca de Girardot, los cuales se encuentran reflejados en la geometría de los cuerpos cuyos rangos de edades se encuentran comprendidos en este lapso de tiempo geológico.

Veloza et al (2006) mediante la integración de varias técnicas (registros de pozo, columnas estratigráficas, corazones y sísmica), establece cambios de espesores y distribución para la secuencia Cretácica Superior entre las subcuencas de Girardot y Neiva, producto de eventos deformativos durante el Maastrichtiano, previos a la deformación Andina representados en once ciclos estratigráficos.

## 5. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

### 5.1 TECTONICA ANDINA

El territorio Colombiano esta situado en la esquina noroccidental donde convergen las placas Sur Americana, Caribe y Nazca (Figura 14), originando un gran cinturón que se extiende desde Chile hasta Venezuela y es conocido con el nombre de los Andes, lo cual proporciona la complejidad al territorio Colombiano y por tanto al VSM, reflejándose en la compleja tectónica regional, producto de las grandes estructuras presentes en el área. La placa continental Suramericana cabalga sobre las placas de Nazca y Caribe, dando como resultado un esfuerzo compresivo en la dirección N 80° E contra el noroeste de Sur América (Pindell y Erickson, 1993; Pindell y Tabut, 1995).

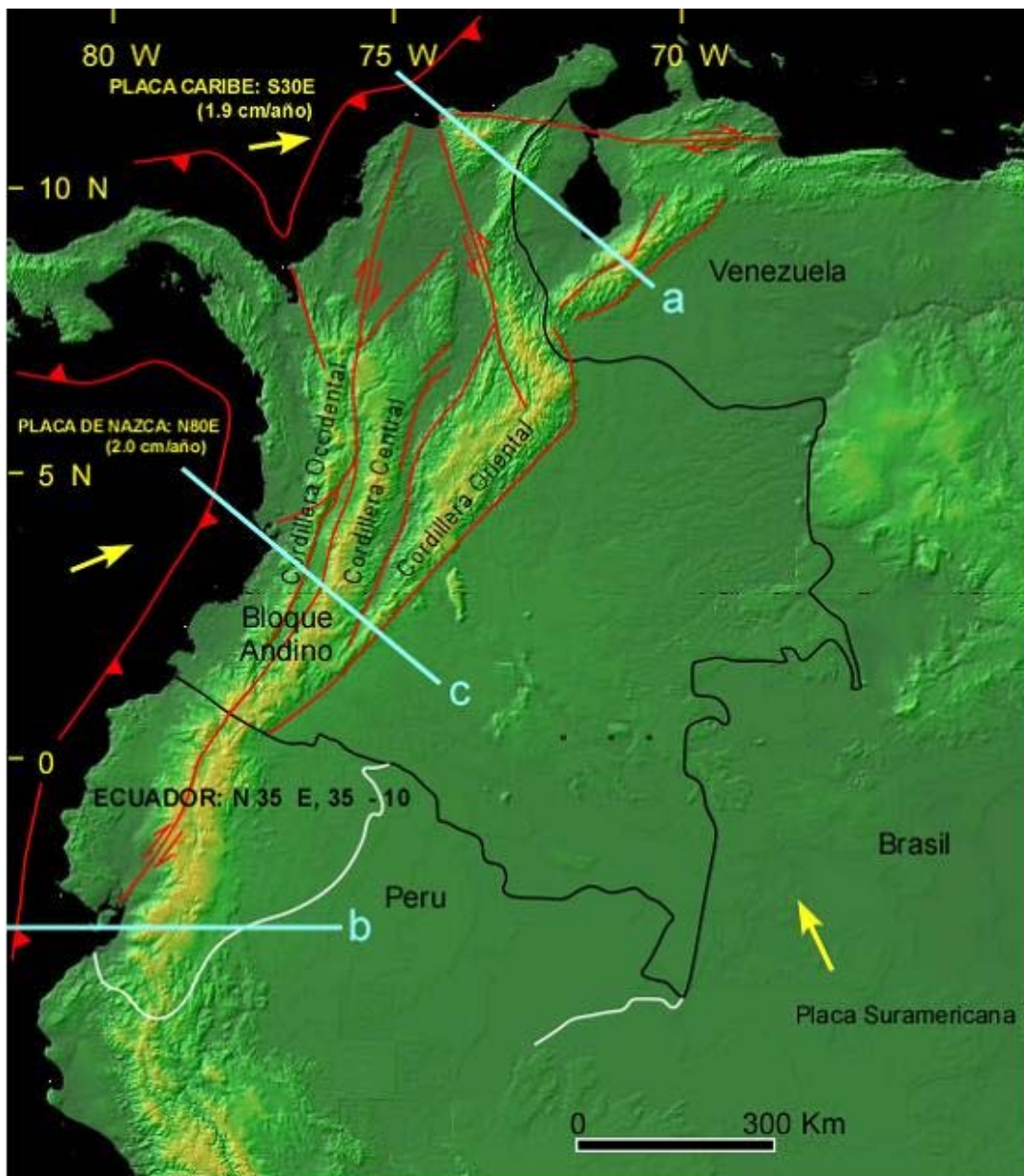
La rata de subducción de La Placa Caribe bajo la Placa Suramericana es de 1,9 cm/año, mientras la Placa de Nazca esta siendo subduccida a una rata de 2,0 cm/año (Minister y Jordan, 1978; Pilger, 1983). Dentro de la Placa Suramericana al Oeste y al Este de las montañas de los Andes se esta formando un sistema de separación, el cual esta siendo transportado al noreste del resto de las placas. Este sistema, se referirá como el “**Bloque Andino**”, el cual esta siendo trasladado por las fallas inversas de deslizamiento oblicuo como las de la Zona de Falla Este de Los Andes, y La Falla de Bocono (Pennington, 1981).

Dos planos relativamente cóncavos subducen segmentos de placa, y uno progresivamente mas inclinado, el segmento convexo afecta la estructura de Colombia. Los segmentos de placa de Bucaramanga (Figura 15a) (Kellogg y Bonini, 1982; Pindell et al, 1998) y Ecuador (Figura 15c) (Stauder, 1975) buzan S 71° E de 25° a 20°, y N 35° E cerca de 35° a 10°, respectivamente (Pennington,

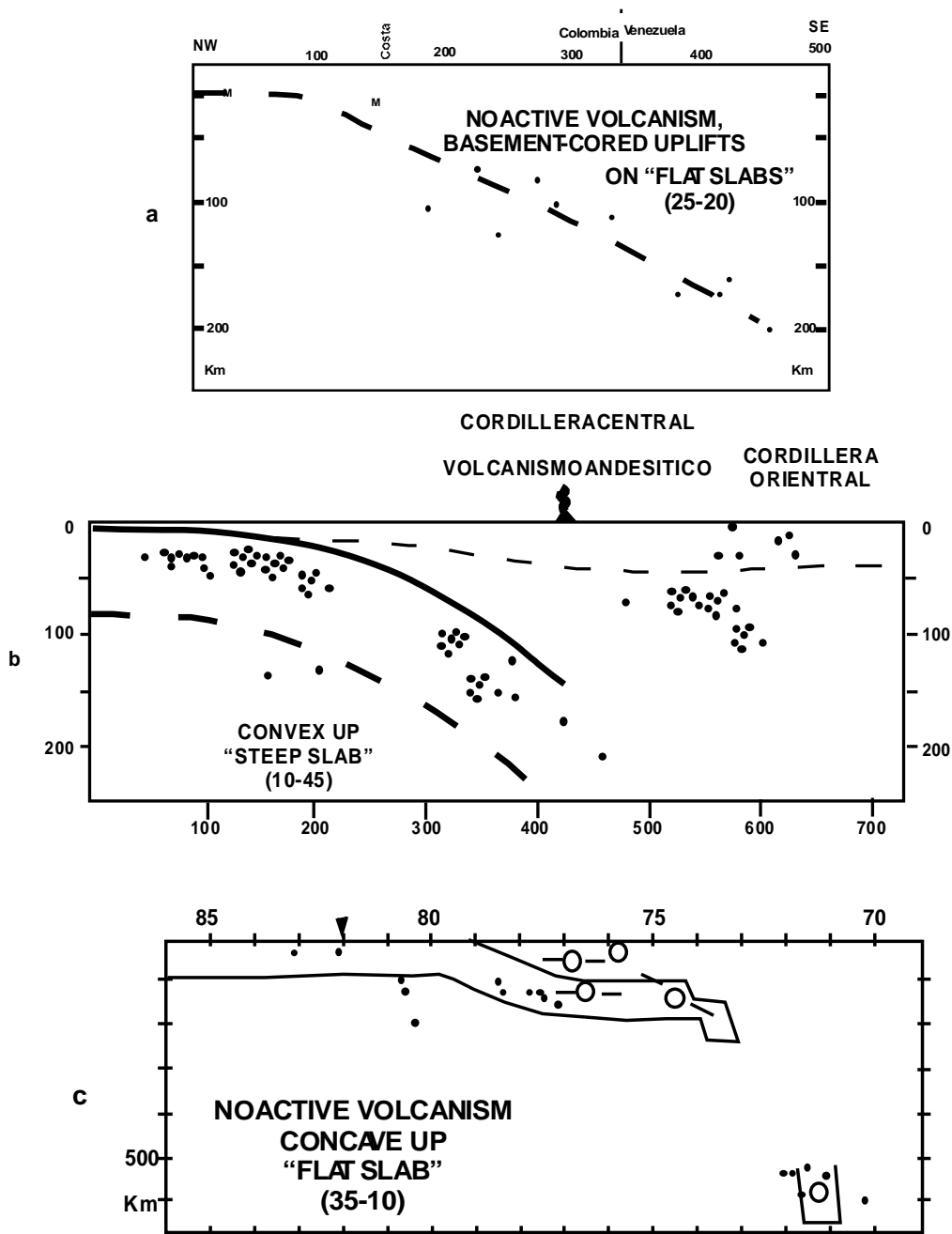
1981). El Segmento del Cauca Medio (Figura 12b) (Meissnar y otros, 1976) buza S 60° E cerca de 10° a 45° presentando mayor ángulo y por lo tanto mayor profundidad.

Estudios de Los Andes de Perú, Chile y Argentina indican buzamientos más suaves, la zona cóncava de Benioff debajo de los Andes correlaciona con las zonas no magmáticas donde penetran profundamente las fallas inversas. Estas fallas acomodan los levantamientos de tectónica de lamina gruesa con las estructuras que se encuentran compuestas de rocas cristalinas del Precámbrico (Jordan, 1983). En contraste, las zonas de Benioff descienden más abruptamente y se caracterizan por:

1. Actividad Neógena y reciente volcanismo andesítico.
2. Antiguos cinturones de cabalgamiento inactivos hacia el oeste y actividad frontal de cinturones de cabalgamiento hacia el este.
3. Un cinturón de cabalgamiento frontal compuesto de pliegues formados encima de fallas de cabalgamiento (Jordan, 1983).



**Figura 14.** Marco tectónico del noroeste de Sur América. Interacción de las cinco principales placas, reflejando en la vista de planta los esfuerzos en dirección sureste y noreste, experimentados por el territorio Colombiano. La Zona de Falla Frontal Este de los Andes y La Falla de Bocono acomodan al noreste El Bloque Andino mediante un movimiento relativo de deslizamiento oblicuo a Suramérica. Tres estilos de subducción de la litosfera afectan la tectonica regional. El segmento de Bucaramanga de la Placa Caribe buza moderadamente al sureste, el segmento Cauca de la Placa de Nazca ha aumentado el buzamiento al sureste y el segmento del Ecuador buza moderadamente a el noreste. Secciones sísmicas a, b y c, ilustran la geometría de estos segmentos (Figura 12). Modificado de Radic (2004).

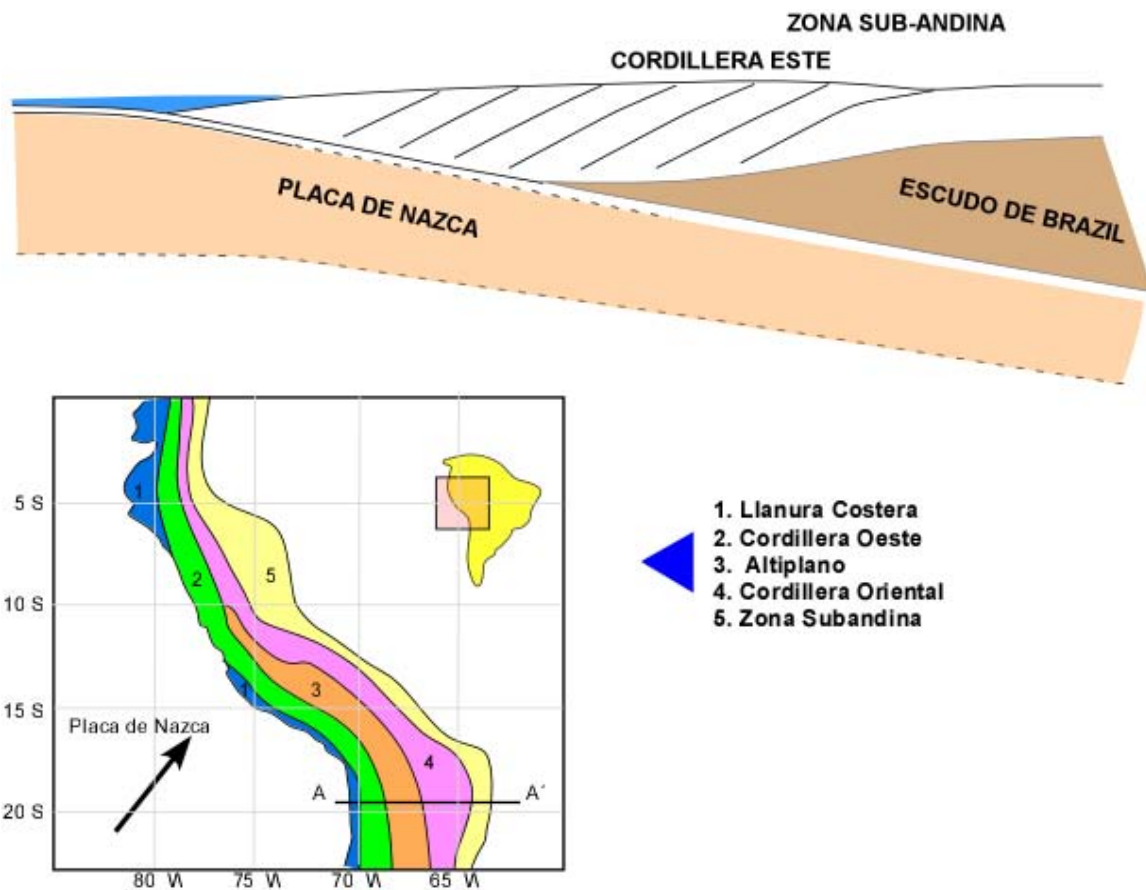


**Figura 15.** Tres secciones sísmicas de Colombia. La sección de Bucaramanga (a) y la sección de Ecuador (c) ilustran los ángulos de subducción más suaves que los del segmento, de la sección del Cauca (b). El alto ángulo de buzamiento y la coincidencia del volcanismo indican la presencia tectónica de lamina delgada, correspondiente al estilo estructural del este de La Cordillera Central. La ubicación de los perfiles se observa en la figura 14. La figura 15a fue tomada de Kellogg y Bonini (1982), la figura 15b fue tomada de Meissnar y otros (1976) y la figura 15c fue tomada de Stauder (1975).

Estos cabalgamientos (tectónica de lámina delgada) están típicamente confinados dentro de estratos sedimentarios. Aunque los esfuerzos compresivos para la parte mas norte de los Andes, se encuentran reflejados en el incremento del ángulo de subducción del segmento de Placa en el segmento del Cauca, lo cual se ve reflejado desde el Neógeno al presente por el volcanismo de la Cordillera Central, lo que indica el adelgazamiento cortical. La Cordillera Oriental se caracteriza por presentar una tectónica de lámina delgada, reflejada en las estructuras presentes en ella. Modelos análogos de tectónica de lámina delgada se incluyen dentro de los sistemas de cinturones de cabalgamiento de la Zona Andina de Sur América.

Malave y Suárez (1995) proponen un modelo para explicar la concentración horizontal de acortamiento de la corteza en La Zona Andina de Sur América. La zona esta compuesta del Paleozoico al Cenozoico por estratos sedimentarios los cuales han sido plegados concurrentemente con las fallas de cabalgamiento que estas buzando hacia el oeste. La zona Sub-Andina esta limitada al oeste por la cordillera oriental y al este por El Escudo Brasileño (Figura 16).

La zona Sub-Andina forma el flanco este de Los Andes, el cual hace parte de una porción del Ecuador, Perú y Bolivia. La ocurrencia de cabalgamientos en La Zona Sub-Andina ocurre cuando los esfuerzos de levantamiento de Los Andes exceden el esfuerzo de acortamiento horizontal. Sucesivamente episodios jóvenes de levantamiento muestran la propagación de los cabalgamientos hacia el este, hacia la zona estable del Escudo Brasileño.



**Figura 16.** Idealización de la formación de los cabalgamientos presentes en las montañas de los Andes. Los esfuerzos que inician los cabalgamientos en la zona Sub-Andina son por lo menos los requeridos para el incremento del levantamiento de la Cordillera Andina en la parte Oriental, del Sur de Colombia, Ecuador y Perú. Resultando hacia el este zonas de propagación de cabalgamientos que crean cinturones montañosos con una constante elevación. Un estilo estructural similar caracteriza la Cordillera Oriental de Colombia. Modificado de Suárez y otros (1983).

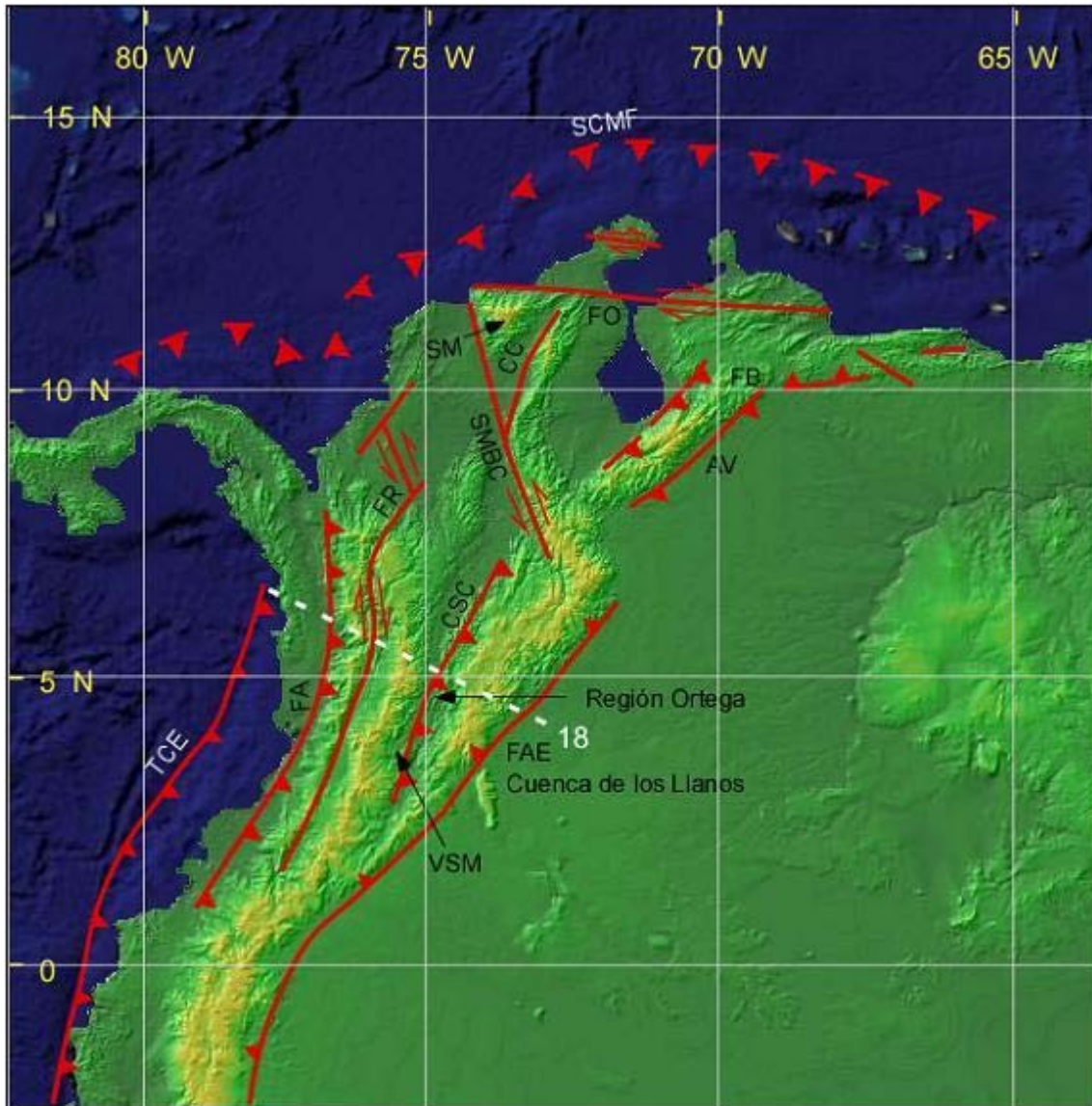
De esta manera el acortamiento horizontal esta concentrado solo en los cabalgamientos que están limitando los principales levantamiento de la Cordillera de los Andes y decrecen en edad hacia el cratón estable.

Durante el levantamiento de la Cordillera de los Andes, fueron formados concurrentemente los cabalgamientos, que representan el dominio estructural de la Región de Ortega en VSM. Las unidades geométricas formadas son pliegues y acortamientos por fallas de cabalgamiento.

Un sistema único de fallas y pliegues acomodan la actividad compresiva presente en Colombia (Figura 17). El acortamiento al noroeste y sureste de la corteza es evidenciado por las principales estructuras. Las fallas inversas de deslizamiento oblicuo, como las del Romeral y Bocono, y la Zona de Falla Frontal del Este Andino, acomodan el transporte noreste del Bloque de Los Andes con respecto al craton Sur Americano (Pindell et al 1998).

El sentido noreste de deslizamiento es subordinado en la escala de transporte noroeste-sureste tanto en el buzamiento como en el deslizamiento. El sistema de fallas de Bucaramanga-Oca-Bocono consiste de tres fallas inversas de deslizamiento oblicuo que dividen al noroeste y sureste en sistemas de cabalgamientos (Figura 18).

Los levantamientos del basamento cristalino de Santa Marta, La Serranía del Perija y los Andes de Mérida de Venezuela están transportados al noroeste y buzando  $15^{\circ}$ - $25^{\circ}$  al sureste por cabalgamientos de edad Pleistocena a el Plioceno (Kellogg y Bonini, 1982).



**Figura 17.** Mapa estructural de la geología de Colombia (Butler, 1983). Transporte en el noreste-sureste de rumbo y buzamiento, solo por cabalgamientos que están acompañados por movimientos de deslizamiento oblicuo en zonas de falla. Las fallas de Santa Marta, Oca y Bocono dividen sistemas con vergencias opuestas. Localización de los cortes 15a y 15b (Figura 15), mostrando el acortamiento producto de esfuerzos compresivos (SS: Strike-slip, T: Thrust). AF: Atrato T-SS, FB: Bocono SS-T, TC: Cerrejón T, TCE : Colombia-Ecuador Trench (T), FAE : Easter Andean Frontal Fault Zone (T-SS), MT: Mérida T, OF : Oca SS-T, ZFP : Panamá Fracture Zone (SS), RF: Romeral T-SS, SCMF : South Caribbean Marginal Fault (T), TSC : Salinas-Cambao T Zone, SM : Santa Marta Uplift, SMBC : Santa Marta-Bucaramanga SS-T, SP : Sierra de Perija Mountains, UMV (VSM): Upper Magdalena Valley, VA: Venezuelan Andes. Modificado de Kellogg y Bonini (1982).

## 5.2 ESTRUCTURA DE LAS CORDILLERAS OCCIDENTAL, CENTRAL Y ORIENTAL

Las cordilleras Occidental, Central y Oriental de Colombia están separadas por las cuencas de relleno de los ríos Cauca y Magdalena respectivamente; pero genéticamente la Cordillera Occidental se encuentra separada de la Central por el sistema de fallas del Romeral, y esta última en su parte oriental se encuentran los sedimentos Cretáceos y Terciarios haciendo “**onlap**” sobre esta (Figura 15).

Los sedimentos cretácicos, se encuentran plegados violentamente durante el Cretáceo Tardío y componen la Cordillera Occidental. La Cordillera Central, es la más antigua y activa de las tres, compuesta por metasedimentitas y rocas cristalinas del Paleozoico y rocas ígneas plutónicas del Mesozoico al Cenozoico (Irving, 1971). La Cordillera Oriental, incluyendo el Macizo de Garzón, esta compuesta por rocas ígneas plutónicas del Precámbrico al Mesozoico, las cuales se encuentran cubiertas por una espesa cobertura de sedimentos del graven Cretáceo-Terciario.

La orogenia Andina durante el Mioceno Tardío al Plioceno envuelve los levantamientos de la Cordillera Oriental de Colombia, concurrentemente con los cabalgamientos y retro-cabalgamientos con vergencia al oeste y al este. Irving (1971) y Butler (1983) interpretan fallas inversas de alto ángulo en la Cordillera Oriental. En la tectónica regional, tres factores indican la geometría de la Cordillera Oriental, presentándose cabalgamientos y pliegues asociados a los cabalgamientos. Estos incluyen: Primariamente el incremento abrupto en el ángulo de subducción del segmento de la Placa de Nazca, en la región de Cauca (Figura 12b), seguidamente del volcanismo del Neógeno al reciente en la Cordillera Central y finalmente la geometría de los cabalgamientos buzando hacia el este, en Santa Marta, La Serranía del Perijá y los Andes de Venezuela.

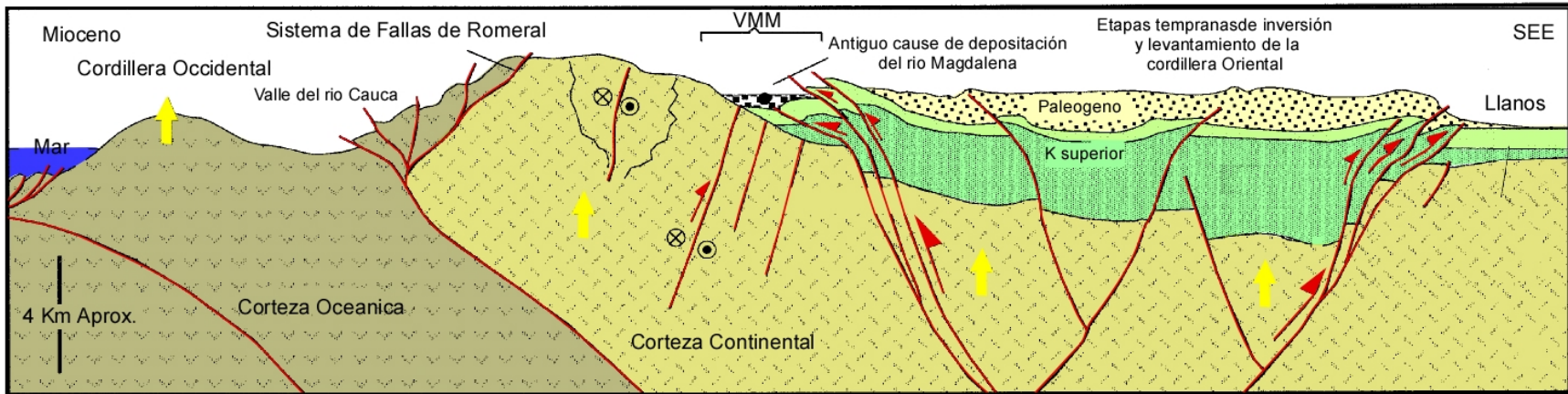
La estructura del VSM, se encuentra entre las Cordilleras Central y Oriental y esta también caracterizada por cabalgamientos y pliegues asimétricos. La estructura del VSM es compleja, sin embargo por la presencia de pliegues asimétricos con vergencia hacia el este, se asocian el aumento de los esfuerzos que produjeron el levantamiento de la Cordillera Central, mientras los pliegues asimétricos, con vergencia hacia el oeste están asociados con La Cordillera Oriental (Irving, 1971).

### **5.3 VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA (VSM)**

El VSM es una cuenca intramontana alargada en dirección NE, con una longitud de 480 Km, que separa la parte central de las Cordilleras Central y Oriental (Mojica y Franco, 1990). Desde el punto de vista geológico es una estructura bien marcada delimitada en los bordes por fallas inversas, que se encuentra en el vértice interno de la bifurcación de las cordilleras Central y Oriental hasta un poco al norte de Girardot.

El VSM ha sido dividido en dos grandes unidades la Subcuenca de Neiva, al sur, y la Subcuenca de Girardot al norte, las cuales están separadas por el alto de basamento de Natagaima (Butler y Schamel (1988), Van Houten y Travis (1968)).

Dos elementos principales bordean el VSM. El Primero es el cinturón de cabalgamiento de Chusma, en el flanco oriental de La Cordillera Central, cuyas fallas tienen vergencia este e involucran el basamento. El Segundo constituyen los macizos de Garzón y Quetame, que se levantan por medio del sistema de fallas inversas de vergencia oeste denominado Fallas de Garzón-Sauza (Butler y Schamel (1988), Pindell et al. (1998)) (Figura 19).



**Figura 18.** Sección regional de Colombia. En la sección podemos observar plegamientos con vergencia al este y oeste, asociados a fallas inversas y cabalgamientos producto de los levantamientos de las cordilleras Occidental, Central y Oriental, los cuales han evolucionado desde el Cretáceo Tardío hasta nuestros días y migrado progresivamente hacia el este (Tomado de Villamil, 1999).

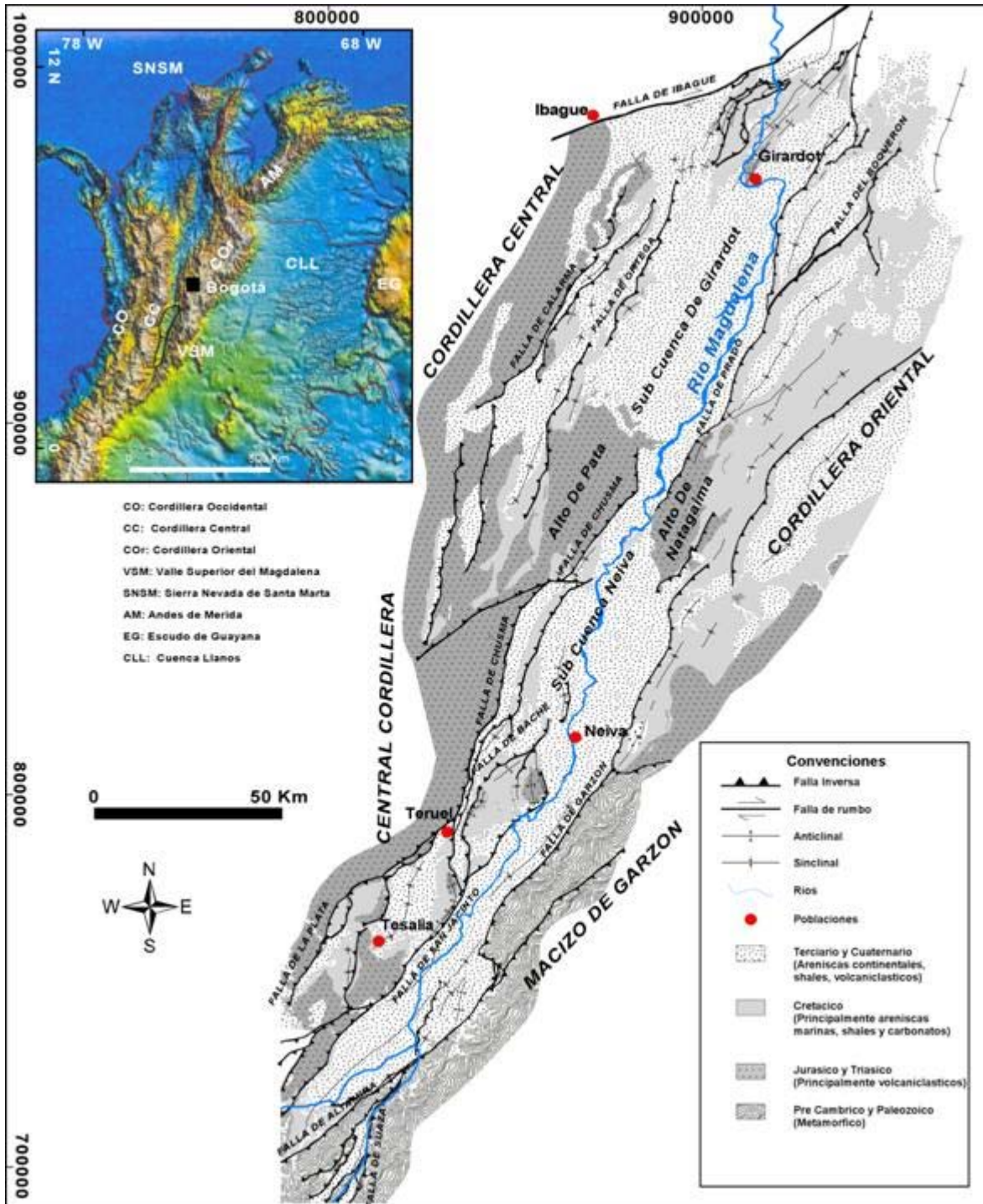


Figura 19. Mapa generalizado del VSM. Modificado de Schamel (1991).

## **6. ESTRATIGRAFIA GENERAL**

En términos generales para la denominación de las unidades se adopta la nomenclatura propuesta por Beltrán y Gallo (1968) (Figura 20), siendo esta la más común en la industria del petróleo para el VSM.

### **6.1 UNIDAD PALEOZOICA (Pzm)**

Son las rocas más antiguas encontradas en el área, las cuales se encuentran limitadas hacia la parte occidental de esta, conformando parte de la Cordillera Central, y corresponden a metarenitas, metapelitas, filitas, pizarras, esquistos y neises, de color verde claro y amarillo-marrón.

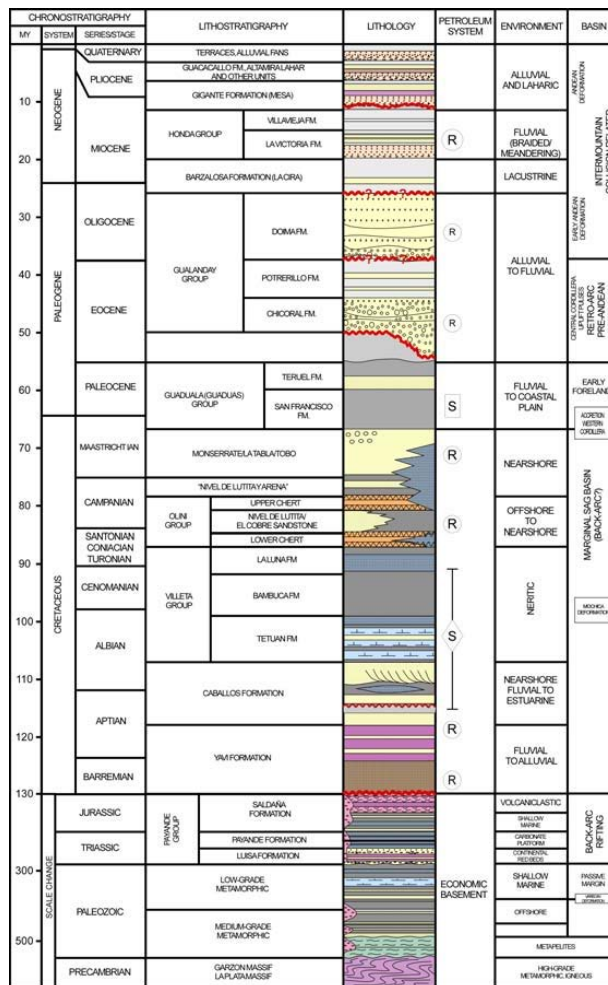
### **6.2 FORMACIÓN LUISA (TRI) PÉRMICO – TRIÁSICO MEDIO?**

La primera referencia que se tiene sobre esta formación es de Renz (Trumpy, 1943), en donde define dos secuencias de capas rojas separada por una secuencia sedimentaria calcárea, que agrupa con el nombre de El Payandé. La descripción y definición actual se debe a Cediél et al. (1980, 1981), estableciéndola (definida por Geyer, 1973) como una unidad compuesta por capas continentales, que incluyen arenitas, limolitas y conglomerados brechosos, de coloración rojiza generalmente.

### **6.3 FORMACIÓN PAYANDÉ (TRp) TRIÁSICO MEDIO?**

Renz (Trumpy, 1943) hace la primera referencia de El Payandé, y reconoce una secuencia estratigráfica de edad Triásica y carácter marino al norte del municipio de Chaparral, la cual se encuentra en medio de dos unidades rojas. Nelson (1959)

es el primero en usar el termino de Formación Payandé, dividiendo la en tres segmentos. Geyer (1973) implementa la misma nomenclatura de Nelson para las rocas en cuestión, y las reorganiza en otros tres segmentos diferentes a los de Nelson. Cediél et al. (1980), tomando como referencia la Formación Payandé de Nelson, separa tres conjuntos los cuales son correlacionables con los segmentos de Geyer. Esta unidad se encuentra conformada mayoritariamente por calizas que ocasionalmente se encuentran recristalizadas, de color gris plomo, y que texturalmente corresponden a mudstones y mudstones con bioclastos de bivalvos, que ocasionalmente se interestratifican con lodolitas de color negro.



**Figura 20.** Columna estratigráfica generalizada del VSM. Tomada de Beltrán y Gallo, 1968; Cediél et al, 1981; Etayo, 1994; Guerrero, 1993; Kroonenberg y Diederix, 1982; Mojica y Macia, 1981; Mojica y Bayer, 1987.

#### **6.4 FORMACIÓN SALDAÑA (Js) JURÁSICO INFERIOR A MEDIO?**

Rocas volcánico sedimentarias del Valle Superior del Magdalena, designadas inicialmente como Formación Saldaña por Cediél et al. (1980, 1981), para remplazar el nombre dado por Renz en Trumphy (1943) y Nelson (1959, en Julivert, 1968) de Formación Post-Payandé. Con base en relaciones geológicas y similitud litológica, se mantiene el nombre de Formación Saldaña, la cual se compone principalmente de rocas volcánico sedimentarias como tobas y dacitas principalmente.

#### **6.5 INTRUSIVOS JURÁSICOS (BATOLITO DE IBAGUÉ) (Ji) JURÁSICO?**

La primera referencia de esta unidad se encuentra en NELSON (1959) y su descripción original en NELSON (1962), caracterizándola como un cuerpo de origen plutónico, de afinidad granodirítica que se encuentra constituyendo principalmente a la Cordillera Central.

#### **6.6 FORMACIÓN YAVÍ (Ky) APTIANO**

El nombre de esta formación fue empleada por primera vez por Bernard et al. (1976), pero su establecimiento formal fue hecho por Mojica y Macía (1983). Esta compuesta por la interposición de arcosas, litoarcosas, lodolitas y conglomerados de guijos de vulcanitas de color púrpura

#### **6.7 FORMACIÓN CABALLOS (Kc) APTIANO TEMPRANO – ALBIANO MEDIO**

La Formación Caballos fue definida originalmente por Corrigan (1967), en el cerro Caballos al oeste de Olaya Herrera (Ortega, Tolima), y designó con este nombre una unidad arenosa, ubicándola estratigráficamente como suprayacente a las unidades pre-Cretácicas e infrayacentes a la Formación Villeta. Posteriormente, Beltrán & Gallo (1968) aceptan esta definición y la complementan. Vergara (1994)

trabajó la estratigrafía del Valle Superior del Magdalena basándose en la descripción de columnas estratigráficas semidetalladas y dataciones micropaleontológicas, entre otras, de la Formación Caballos. Renzoni (1994) analizó las columnas estratigráficas de la Formación Caballos levantadas en el Valle Superior del Magdalena por varios autores, y propuso establecer un estrato tipo compuesto consistente en un holoestratotipo levantado en la quebrada Calambé y dos secciones de referencia suplementarias en las quebradas Bambucá y Yaví, contribuyendo a la claridad en la utilización del nombre. Flórez & Carrillo (1994) estudiaron la unidad en el Valle Superior del Magdalena y la subdividieron, dejando al segmento inferior como parte del Grupo Bermejo, con la Formación Yaví, y elevando a rango de formación los segmentos medio lodoso y superior arenoso (Formación El Ocal y Caballos).

La edad de La Formación Caballos según la opinión de varios autores, varía entre el Aptiano tardío y el Albiano temprano tardío o Albiano medio, siendo aceptada la tendencia a presentar sedimentos mas antiguos hacia el norte del VSM y mas joven al sur, Etayo et al., (1969), Etayo (1994) y Etayo y Carrillo (1996).

## **6.8 FORMACIÓN VILLETA (Kv) ALBIANO MEDIO (?) CONIACIANO**

Su referencia original se encuentra en HETTNER (1892), y para el VSM Beltrán y Gallo (1968) usan este nombre para referirse a la secuencia de shales negros y calizas que se localiza entre La Formación Caballos y el Grupo Oliní. Esta ha sido dividida de manera informal en la industria del petróleo en tres formaciones así: Calizas de Tetuán (Kv1), Bambucá Shale (Kv2) y la Luna (Kv3).

## **6.9 GRUPO OLINÍ (Koi) SANTONIANO – CAMPANIANO TEMPRANO (?)**

El término fue introducido por los geólogos de INTERCOL, y su referencia original se encuentra en PETERS (1954) y fue redefinida por DE PORTA (1965) quien define el Grupo Oliní como una unidad compuesta por dos niveles silíceos (Liditas)

separados por un nivel de lodolitas con arenas. La edad del grupo Oliní fue determinada como Coniaciano Tardío a Campaniano Tardío, según dataciones de Tchegliakova y Mojica (2001) con base en foraminíferos.

#### **6.10 FORMACIÓN BUSCAVIDA (Ksb) (NIVEL DE LUTITAS Y ARENAS) CAMPANIANO TARDÍO-MAASTRICHTIANO TEMPRANO (?)**

Corrigan (1967) utiliza este nombre para referirse a las lutitas grisáceas con bancos y lentes de arenitas, que estratigráficamente se encuentran encima de la Formación Lidita Superior y debajo de la Formación la Tabla. En este informe se le asigna la edad para la Formación Buscavida es Campaniano-Maestrichtiano, Etayo (1964).

#### **6.11 FORMACIÓN LA TABLA (Kt) MAASTRICHTIANO (?)**

De Porta (1965), utiliza el nombre de Formación La Tabla para referirse a las rocas que afloran en el camino que comunica a Piedras con La Tabla, donde procede su nombre. Dicha unidad se encuentra encima del llamado nivel de Buscavida y debajo de la Formación La Seca (Formación Guaduala en sentido de la nomenclatura adoptada por HOCOL S.A.). La edad de la Formación La Tabla es Maestrichtiano temprano indicado por la presencia de la Zona Gansserina gansseri (Guerrero et al 2000). La formación consta de areniscas cuarzosas, predominantes hacia la base y el techo, que alternan con lutitas grises. La parte media consta, principalmente, de lutita con pequeñas intercalaciones de arenas; las areniscas del tope pasan a conglomerados de cantos de cuarzo, lodolita silíceas y chert.

#### **6.12 FORMACIÓN GUADUALA (Ktg) MAASTRICHTIANO – PALEOCENO**

La primera publicación de esta unidad se encuentra en Chenevart (1963), más tarde Beltrán y Gallo (1968) la elevan al rango de grupo, para denominar a las

sedimentitas presentes entre la Formación Monserrate y El Grupo Chicoral e introducen una división propuesta por geólogos de INTERCOL en la que se presentan las formaciones San Francisco y Teruel (Subcuenca de Neiva) como constituyentes del grupo.

Se encuentra constituida primordialmente por arcillolitas y lodolitas de tonos rojizos y marrón, y en algunas ocasiones, tonos blancos, grises y verdosos; estos niveles se presentan en paquetes y capas gruesas, donde no se percibe estratificación interna.

Siguiendo con la columna estratigráfica generalizada de la zona esta formación se encuentra en contacto neto concordante sobre la Formación la Tabla, mientras su contacto superior, discordantemente con la Formación Chicoral (Beltrán y Gallo, 1968).

### **6.13 GRUPO GUALANDAY. EOCENO-MIOCENO?**

Su referencia original, se encuentra en Scheibe, 1934; estableciendo su localidad tipo en el Corregimiento de Gualanday en el Departamento del Tolima. Scheibe da el nombre de Gualanday con el objeto de separar las areniscas, arcillas y conglomerados, suprayacidos por la Formación Honda, la cual había sido descrita por Hettner en 1892, en los alrededores del municipio de Honda.

Posteriormente Van Houten y Travis, desconociendo el trabajo de Téllez y Navas realizado en 1962 dan una descripción de esta unidad que coincide plenamente con la de estos autores, y elevan la unidad al rango de Grupo y cada una de sus partes a formación. De esta manera el Grupo Gualanday estaría formado por las formaciones Gualanday Inferior (Formación Chicoral), Gualanday Medio (Formación Potrerillo) y Gualanday Superior (Formación Doima).

### **6.13.1 Formación Chicoral (Tch) Eoceno Medio??**

Su referencia original se encuentra en Chenevart, 1963; este la define en los alrededores de la población de Chicoral del cual toma su nombre. Según Chenevart la Formación Chicoral, consta de areniscas y conglomerados con un espesor que oscila entre los 250 y los 320 m. Chenevart ha extendido esta unidad por todo el Valle Superior del Magdalena y por el sector S del Valle Medio. La Formación Chicoral descansa normalmente según Chenevart sobre las arcillas rojas de la Formación Guaduala y está recubierta por una alternancia de areniscas y arcillas rojas de la Formación Potrerillo.

### **6.13.2 Formación Potrerillo (Top) Eoceno Medio??-Oligoceno Temprano?**

La Formación Potrerillo fue definida originalmente por geólogos de la Richmond Petroleum Company, en 1938, sin mencionar sección tipo. Posteriormente, Beltrán y Gallo (1968), extienden el nombre en un recorrido por los alrededores de Neiva, a esta localidad. Mediante este nombre se designa una unidad básicamente arcillosa, de coloración rojiza, con intercalaciones de arenisca conglomerática y algunos shales, posiblemente fue definida en la vía Palermo – San Luis, en el Departamento del Huila. La describió por primera vez Chenevart en 1963.

Según Chenevart la Formación Potrerillo esta constituida principalmente de arcillas rojas que en la base de la formación se alternan con areniscas gruesas. Ascendiendo en la sucesión estratigráfica las areniscas son cada vez de grano más fino y las arcillas aumentan su espesor. En la parte superior de la unidad existen solamente arcillas.

La Formación Potrerillo se encuentra suprayaciendo concordantemente a la Formación Chicoral y su límite superior, esta dado por los conglomerados que conforman la Formación Doima que son discordantes.

### **6.13.3 Formación Doima (Top) Oligoceno Medio-Superior?**

El nombre de la Formación Doima fue determinado por geólogos de la Richmond Petroleum Company en 1939 y su localidad tipo está ubicada en los cerros cercanos a la localidad de Doima, en el Municipio de Ibagué, Departamento del Tolima. Posteriormente, Beltrán y Gallo (1968) extienden el uso del nombre al sector de Neiva determinando que está constituida por conglomerados potentes, areniscas e intercalaciones menores de lodolitas.

La Formación Doima se encuentra discordantemente sobre las rocas infrayacentes. Cuando descansa directamente sobre las arcillas de la Formación Potrerillo la discordancia se atenúa puede existir una sedimentación continua.

### **6.14 FORMACIÓN BARZALOZA (Tmb) OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO TEMPRANO?**

Su referencia original, se encuentra en Scheibe, 1934. El nombre procede del Caserío Barzalosa al NW de Girardot (Departamento de Cundinamarca) donde se encuentra su localidad tipo. Según Scheibe (1934) se distinguen tres conjuntos: Un conjunto inferior que consta de arcillas abigarradas con capas de conglomerados. Los cantos que componen este conglomerado constan casi exclusivamente de fragmentos redondeados de lilitas. El conjunto medio está formado por arcillas con vetas de yeso. En el conjunto superior predominan las arcillas con intercalaciones de areniscas rojas. En este nivel son frecuentes según SCHEIBE las septarias. Scheibe (1934), establece que la Formación Barzalosa descansa discordante sobre las capas conglomeráticas de la Formación Doima. En su parte superior la Formación Barzalosa queda recubierta discordantemente por el Grupo Honda (Capas de Girardot) según Weiske.

### **6.15 FORMACIÓN HONDA (Tmh) MIOCENO MEDIO?**

El Grupo Honda fue definido por Hettner (1892), cerca de la población de Honda, Tolima. Posteriormente fue redefinida por Butler (1942), en la Cordillera de San Antonio. Guerrero (1993) realiza el estudio del Grupo Honda en el área de Villavieja al norte del Departamento del Huila, proponiendo subdividirlo en las formaciones La Colorada y Villavieja.

### **6.16 DEPOSITOS CUATERNARIOS (Q)**

Las acumulaciones cuaternarias son extensas algunas están medianamente consolidadas mientras que otras aún están en períodos de formación. Son originadas por los principales ríos y quebradas que drenan la zona.

## 7. DISCUSIÓN

Las unidades Terciarias presentes en el área de estudio, han sido denominadas en trabajos anteriores, como pertenecientes al Grupo Gualanday para la Subcuenca de Girardot (Scheibe, 1934; Van Houten & Travis, 1962; Téllez & Navas, 1962; Laverde, 1989; J.C. Ramón y A. Rosero, 2006), que corresponderían al periodo de tiempo entre el Eoceno - Oligoceno Temprano.

En este trabajo se plantea bajo evidencias sísmicas (De Freitas et al., 2006), fotogeológicas y de campo, la ausencia del lapso de tiempo que comprende el registro sedimentario correspondiente al Grupo Gualanday. Como se ha mencionado anteriormente en el capítulo del marco geológico regional de este informe, el VSM esta separado en dos subcuencas (Girardot y Neiva) por el alto de Natagaima, dentro de las que se han introducido un sin numero de nomenclaturas estratigráficas para el registro sedimentario que compone estas dos subcuencas, presentándose mayor diversificación de nomenclaturas para el Terciario presente en el VSM (Tabla 3).

De esta forma se menciona para las rocas que componen a el Terciario en este lapso de tiempo para la Subcuenca de Neiva, la presencia del Grupo Chicoral, compuesto por las formaciones Palermo, Bache y Tesalia (en Beltrán & Gallo, 1968) (Tabla 3). Esta unidad se ha correlacionado con el Gualanday Inferior de la Subcuenca de Girardot como se muestra en la Plancha L-9 del Servicio Geológico Nacional (Raasveldt, 1956). La Formación Palermo es correlacionable con la Formación Gualanday Inferior, la Formación Baché con la Formación Gualanday Medio y la Formación Tesalia con la Formación Gualanday Superior, de acuerdo con lo verificado en las planchas M-8 y N-8, del Servicio Geológico Nacional (1957, 1959) (Tabla 3). Van Houten & Travis (1968) y Anderson (1972) reconocieron tres

unidades conglomeráticas y dos arcillosas en la Subcuenca de Neiva y propusieron la correlación entre las dos unidades inferiores de conglomerados, junto con el nivel arcilloso que las separa, con la Formación Gualanday Inferior de la Subcuenca de Girardot, interpretando que el Grupo Chicoral sería equivalente con el Gualanday Inferior (Formación Chicoral, en sentido del la Subcuenca de Girardot) (Tabla 3).

La Formación Potrerillo, de acuerdo con Beltrán & Gallo (1968), es del Eoceno superior y de acuerdo con los mismos autores es correlacionable con la parte superior del Gualanday Medio, en la Subcuenca de Girardot. Para Laverde (1989) la Formación Potrerillo es también equivalente de la Formación Gualanday Medio, y de acuerdo con lo expuesto por van Houten & Travis (1968) y Anderson (1972) la Formación Potrerillo es equivalente a la “unidad 4” y la “Middle - Upper”, respectivamente, las cuales son equivalentes al Gualanday Medio (Tabla 3).

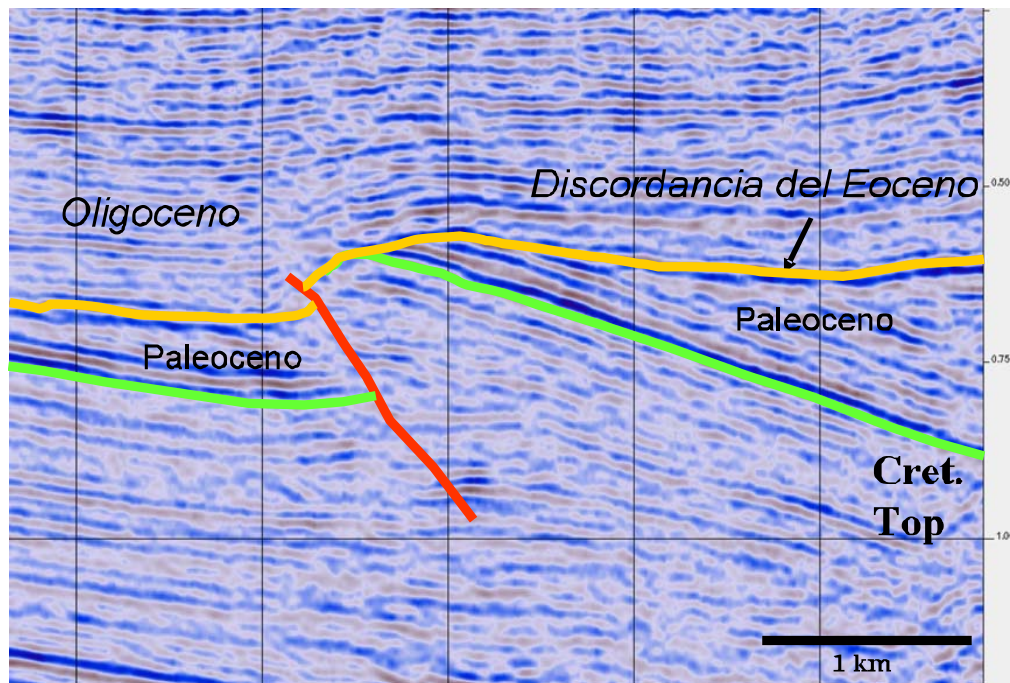
La Formación Doima, se encuentra ubicada en el Oligoceno - Mioceno inferior (Beltrán & Gallo, 1968). Esta formación es correlacionable con el Gualanday Superior de la Subcuenca de Girardot (Raasveldt, 1956; Laverde, 1989). Adicionalmente, sería equivalente a la “unidad 5” de van Houten & Travis (1968) y al “conglomerado superior (Upper)” de Anderson (1972), que son unidades propuestas por los citados investigadores como equivalentes del Gualanday Superior (Tabla 3).

Edad	Era	Periodo	Epoca		TEXAS PETROLEUM COMPANY (1945) Área Chaparral-Ortega	DE PORTA (1965)	CORRIGAN (1967) VSM		BELTRAN Y GALLO (1968)		SCHAMEL (1991) Valle Superior del Magdalena	En este estudio Subcuenca de Girardot	
			Autor	Autor			Texas Petroleum Co.	Internacional Petroleum Co.	Subcuenca de Neiva	Subcuenca de Girardot			
1.8	CENOZOICO	NEOGENO	Cuaternario	Aluvial			Fm. Ibagué	Abanico de Ibagué			Abanicos Aluviales		
3.6				Placenzian	Fm. Mesa	Fm. Mesa			Fm. Gigante		Mesa (III)		
5.3				Zanclean									
7.1			Messinian										
11.2			MIOCENO	L	Tortonian	Serie Barzalosa	Grupo Honda	Fm. Zorro	Fm. Mesa				
14.8					Serravallian					Fm. Honda	Fm. Honda		
16.4				Langhian		Fm. Zorro							
20.5				Burdigalian	Serie Barzalosa					Fm. Barzalosa	Fm. Barzalosa		
23.8				Aquitanian					Fm. Awechuczo				
28.5			OLIGO-CENO	L	Chatian	Fm. Tuna La Cira Zone	Fm. Santa Teresa		Fm. Doima	Fm. Doima	Fm. Doima		Discordancia Angular
33.7		Rupelian			Fm. Carasposa	Fm. Hoyón	Fm. San Juan de Rio Seco	Fm. Apa					
37.0		L		Priabonian	Cuauaca	Fm. Hoyón	Fm. San Juan de Rio Seco		Fm. Potrerillo	Fm. Potrerillo	Fm. Potrerillo		
41.3				Bartonian					Fm. Chicoral	Fm. Chicoral	Fm. Chicoral		
49.0		EOCENO	M	Lutetian	Serie Herrera		Fm. Hoyón	Fm. Pocara					
54.8				Ypresian									
57.9			PALEO-CENO	E	Thanetian								
60.9		Setlandian							Fm. Guaduas				
65.9		Danian			Serie Guadalupe	Fm. Ortega	Fm. Seca						
71.3				Maastrichtiano	Serie Guadalupe	Fm. Cimarrón	Fm. La Tabla	Fm. Guadalupe	Fm. Bugoides Shale	Fm. Monserate	Fm. Monserate	Fm. Monserate / Guadalupe	Fm. La Tabla

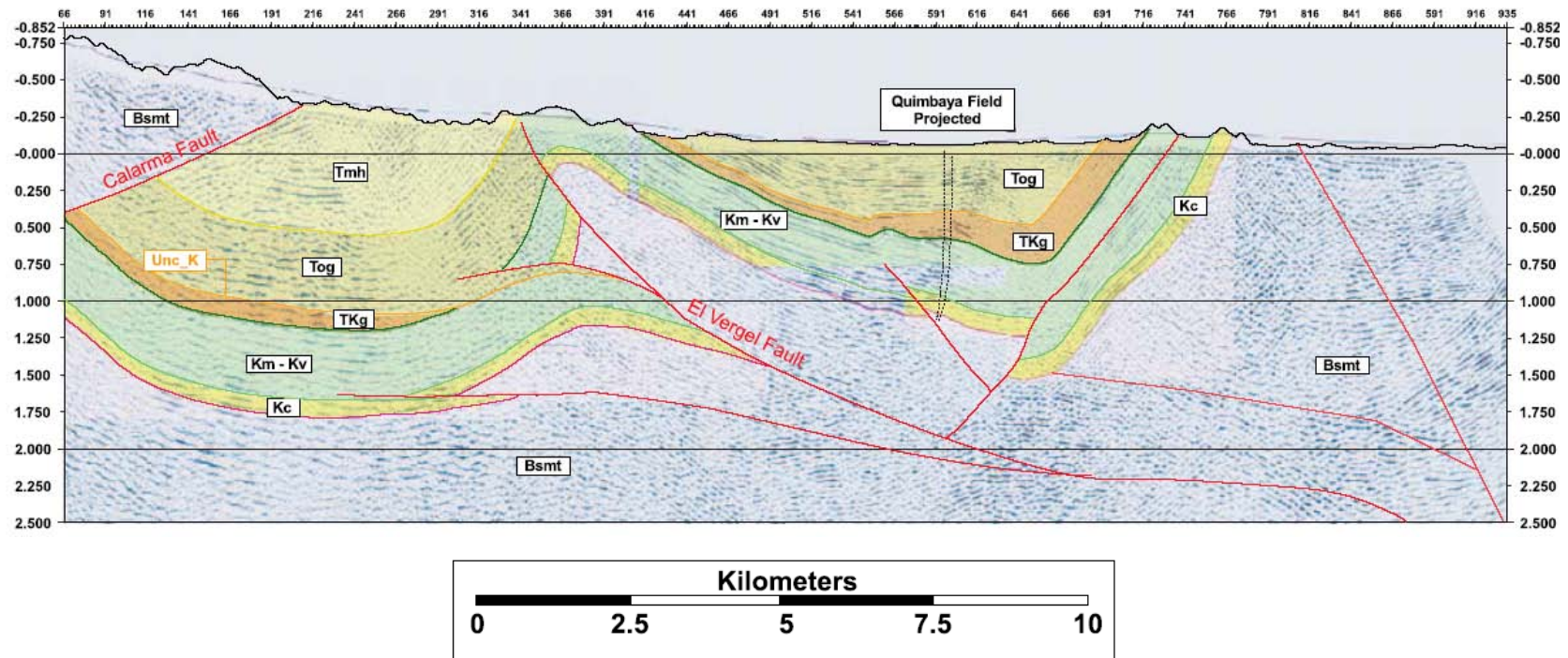
Tabla 3. Carta crono estratigráfica, donde se establecen las diferentes unidades y su correspondiente edad para el Terciario.

Como se estableció anteriormente varios autores y entidades, han establecido relaciones litológicas y estratigráficas, principalmente por similitudes, concluyendo la presencia de estas unidades en las dos subcuencas, sin embargo su expresión sísmica es diferente.

Ramón y Rosero (2006), relacionan los afloramientos en superficie de las unidades como pertenecientes a el Grupo Gualanday, indicando que estas unidades se encuentran descansando discordantemente sobre una discordancia a la que denominan del Eoceno (Figura 21), y establecen un relación tectono-evolutiva con esta afirmación (Figura 22).



**Figura 21.** Truncación Erosional de los reflectores sísmicos, correspondiente a las rocas del Cretáceo y Paleoceno, debido a la discordancia del Eoceno, que marca el inicio del registro para las rocas que componen al Grupo Gualanday. Según Ramón y Rosero (2006), las rocas por encima de esta discordancia corresponden a sedimentos pertenecientes al Grupo Gualanday.



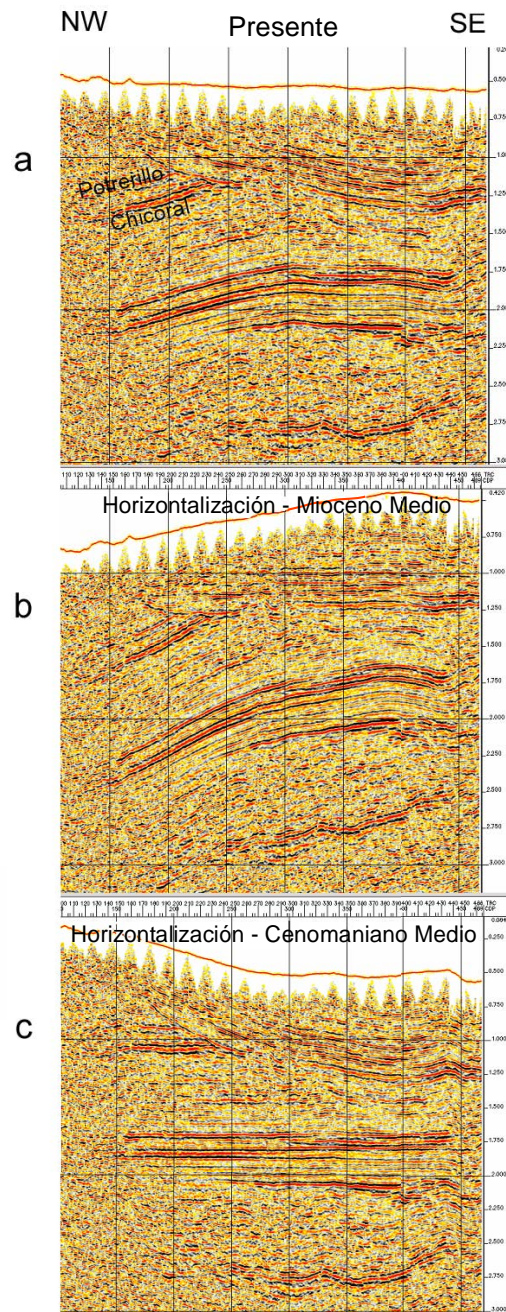
**Figura 22.** Ramón y Rosero muestran en esta sección sísmica la relación estratigráfica y estructural presente entre los sedimentos del Grupo Gualanday que descansan en discordancia angular sobre rocas del Cretáceo, Paleoceno y más antiguas. Tomado de Ramón y Rosero (2006).

De Freitas et al. (2006), dentro de la reconstrucción estructural del campo Balcón, ubicado en el extremo noroeste de la Subcuenca de Neiva, en límites con el alto de Natagaima. Muestra en líneas sísmicas horizontalizadas a diferentes **datums** que se relacionan a edades geológicas conocidas. En esta reconstrucción De Freitas et al. (2006), identifica que el intervalo correspondiente a las denominadas formaciones Chicoral y Potrerillo descansan paraconformemente sobre la secuencia Cretácica y esta siendo deformada y truncada erosionalmente (Discordancia Oligoceno-Mioceno), sobre la cual descansan sedimentos correspondientes a la Formación Honda (Figura 23).

De esta manera se concluye que para el sector de la Subcuenca de Neiva, la presencia del Grupo Chicoral, y las formaciones Potrerillo y Doima, debido a la presencia horizontes rocosos encontrados en esta Subcuenca, pertenecientes a la Formación Barzalosa, de la cual se tiene un registro bioestratigráfico bien establecido.

Mientras para el sector de la Subcuenca de Girardot, donde fue definida inicialmente estas formaciones, sin embargo es necesario conocer o establecer métodos que ayuden a definir o establecer una edad definida para la secuencia. Por variaciones tectono estratigráficas estas unidades deberían ser denominadas como asociadas a el Grupo Honda.

Sin embargo debe resaltarse que esta formulación se ha hecho bajo evidencias sísmicas y de campo (Aspectos litológicos y composicionales), las cuales estarían, supeditadas a ser comprobadas por estudios complementarios, los cuales serán propuestos en las recomendaciones de este trabajo.



**Figura 23.** Sección sísmica, que atraviesa al campo Balcón en la Subcuenca de Neiva (Este se encuentra a algunos kilómetros de la parte sur del área de estudio), Estas secciones fueron horizontalizadas con respecto a reflectores intra Honda (Sección b), pudiéndose apreciar el evento erosivo y la estructuración desarrollada antes del depósito del Honda. En la sección c se esta horizontalizando un reflector ubicado a la base de la Formación Monserrate aproximadamente sobre la Lidita Inferior. Observar que las unidades definidas como Chicoral y Potrerillo se observan paraconformes con respecto a los horizontes Cretáceos. Tomado de De Freitas et al., 2006.

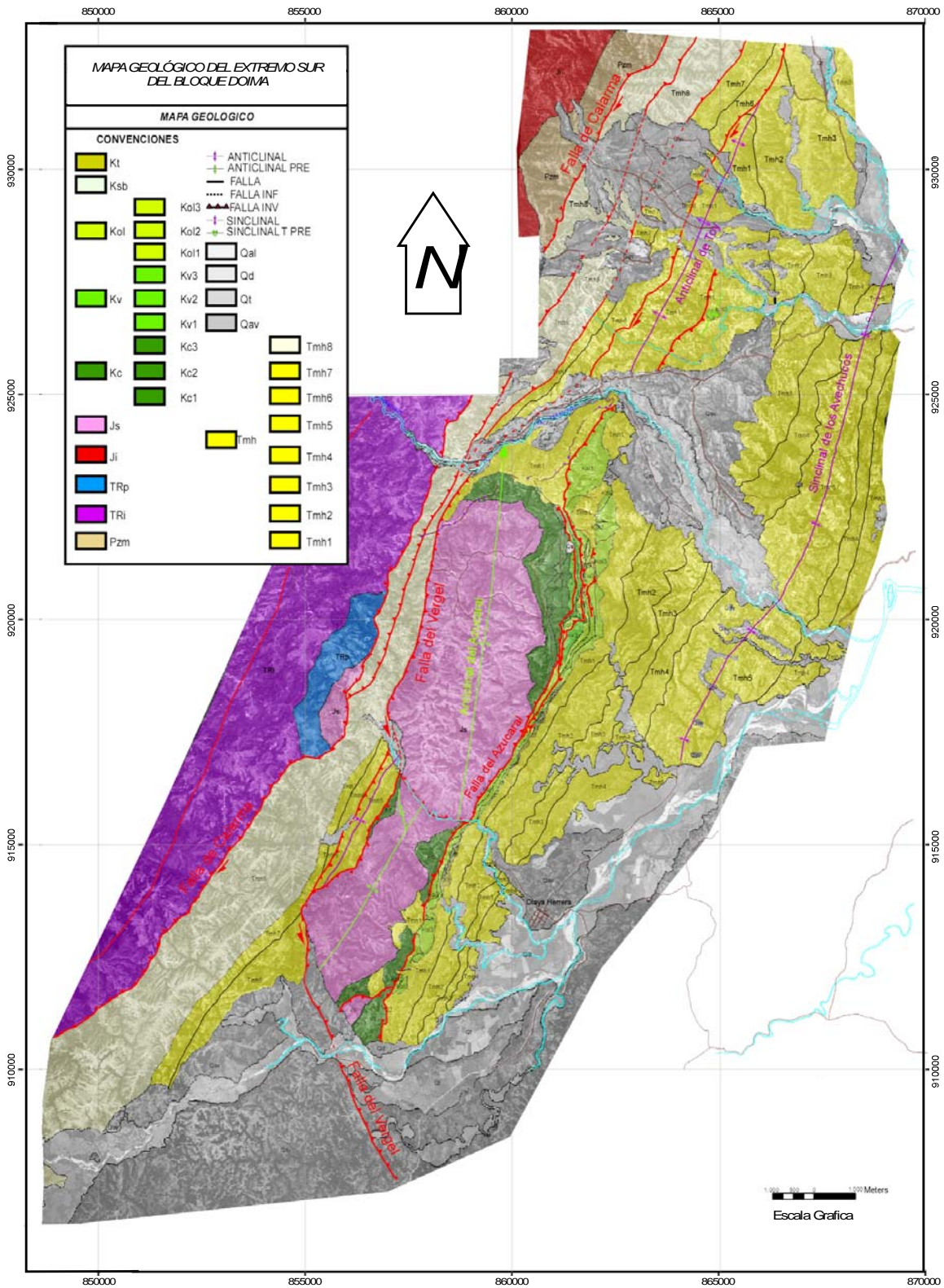
## 8. ESTRATIGRAFIA

La descripción estratigráfica se va a realizar como un resumen de las unidades observadas en campo y las características fotogeológicas definidas a partir del análisis de las fotografías aéreas, describiéndose todas las unidades litoestratigráficas presentes en la cartografía, desde la más antigua a la más reciente (Figura 24).

### 8.1 UNIDAD PALEOZOICA (Pzm)

Los afloramientos de esta unidad se presentan en una franja alargada en la parte noroccidental de la zona, en dirección NNE-SSW, las cuales se encuentran limitados hacia su este por la Falla de Calarma, que las pone en contacto con la Formación Honda. Su drenaje, desde el punto de vista fotogeológico se caracteriza por un espaciamiento uniforme, presentando una orientación de en la misma dirección. Su geomorfología es mediana, la cual fotogeológicamente se expresa con una tonalidad oscura.

**Contactos:** Los afloramientos de esta unidad se encuentran en los bordes del Intrusivo Jurásico por lo que se podrían interpretar como xenolitos dentro del cuerpo ígneo.



**Figura 24.** Mapa Geológico del área de estudio. Versión original 1:25.000 en los Anexos 1 y 2 (Con ortofotomosaico como en esta figura).

## 8.2 FORMACIÓN LUISA (TRI) PÉRMICO – TRIÁSICO MEDIO?

Esta unidad aflora al suroeste del área cartografiada, al oeste del caserío Guayaquil y del Alto El Maco, de igual modo se encuentra restringida al bloque colgante de la Falla de Calarma. Se encuentran formando una topografía abrupta, la cual se distingue fotogeológicamente por tonos generalmente claros, los cuales suelen encontrarse dando una textura moteada, debido al desprendimiento de cantos, los cuales se quedan sobre la superficie de los estratos.

**Litología:** Se encuentra conformada por intercalaciones de capas muy gruesas, gruesas y medias subtabulares de conglomerados, areniscas, limolitas y lodolitas.

**Contactos:** El contacto inferior de la unidad es de tipo intrusivo con el cuerpo ígneo Jurásico y discordante sobre las rocas metamórficas del Paleozoico. Su contacto superior es discordante con la Formación Payandé.

## 8.3 FORMACIÓN PAYANDÉ (TRp) TRIÁSICO MEDIO?

Esta Formación se identificó en El Maquito y sus afloramientos se encuentran exclusivamente en el bloque colgante de la Falla de Calarma.

**Litología:** se encuentra constituida por capas gruesas tabulares a irregulares de calizas de color gris plomo, perteneciendo texturalmente mudstones, los cuales ocasionalmente presentan bivalvos (2%).

**Contactos:** Se evidencia en contacto concordante sobre La Formación Luisa en el sector de El Maco y Buenavista. El contacto superior en el sector de El Maco es discordante con la Formación Saldaña.

#### **8.4 FORMACIÓN SALDAÑA (Js) JURÁSICO INFERIOR A MEDIO?**

La Formación Saldaña se observó en los sitios El Maquito (Alto El Maco, formando una cuña estructural, producto de la falla de Calarma) y en la Loma de los Caballos (Cerro El Azucaral, conformando el núcleo del Anticlinal del Azucaral). Los mejores afloramientos, se observaron en las quebradas Chipalo, Macule y Calambé.

**Litología:** Constituida por interposiciones de tobas, tobas soldadas, aglomerados y limolitas tobáceas de colores rojo, morado y marrón, ocasionalmente estratificadas (Fotografía 1). Las tobas varían composicionalmente desde riolitas, siendo comunes las traquitas. Texturalmente son tobas, con locales y puntuales variaciones a tobas de cristales, con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico de 1 a 5 mm (Fotografía 2), y se presentan en capas irregulares a subtabulares muy gruesas a medias.

**Contactos:** Su contacto inferior, es de tipo discordante sobre la Formación Payandé, y su parte superior se encuentra recubierta discordantemente por la Formación Caballos. También se observa cataclasis producto de contactos fallados, con rocas cretácicas y terciarias

**Ambiente:** Se depositó como producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retro arco desde el Triásico tardío, hasta mediados del Jurásico (Bayona et al., 1994).

#### **8.5 INTRUSIVOS JURÁSICOS (BATOLITO DE IBAGUÉ) (Ji) JURÁSICO?**

Esta unidad se presenta al oeste del área cartografiada en una franja continua, los afloramientos están restringidos al bloque colgante de la Falla de Calarma; este cuerpo ígneo corresponde al límite oriental del Batolito de Ibagué que conforma la unidad principal en la Cordillera Central.



**Fotografía 1.** Seudo capas riolíticas muy gruesas de geometría tabular. Formación Saldaña.



**Fotografía 2.** Fenocristales euedrales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo en menor proporción, los cuales se encuentran embebidos en una matriz de color crema. Formación Saldaña.

**Litología:** Cuerpo ígneo con textura fanerítica de grano fino a grueso, de colores variables que van desde blancos, amarillos, rosados y grises moteados, siendo este último el de mayor frecuencia (Fotografía 3). La composición es predominantemente cuarzdiorítica a diorítica. Los minerales máficos más comunes son biotita y anfíbol, con contenidos hasta del 45%, que le dan a la roca el color verdoso característico. El cuerpo ígneo intrusivo está usualmente cortado por diques y venas de composición granítica de textura pegmatítica y diques de color verde oscuro a negro de porfiritas de composición básica a tonalítica.

**Contactos:** Este cuerpo es el que contiene los xenolitos de las rocas metamórficas paleozoicas, y se encuentra en contacto con otras rocas producto de fallamiento inverso.



**Fotografía 3.** Granodiorita, con contenidos de anfíboles y biotitas entre los 40 a 45 %, lo cual le da a la roca su color característico de apariencia moteada. Batolito de Ibagué.

## **8.6 FORMACIÓN CABALLOS (Kc) APTIANO TEMPRANO – ALBIANO MEDIO**

Esta unidad se identificó en diferentes sectores del Anticlinal del Azucaral, involucrada en los flancos del anticlinal con el mismo nombre. En el flanco occidental se observaron afloramientos de la Formación Caballos en las quebradas Macule y Chipalo y sobre el carreteable que conduce desde Olaya Herrera hasta el Caserío El Maco. En el flanco oriental se identificaron afloramientos de la unidad en las quebradas El Perico, Chipalo, Macule, La Taiba, La Urapa y Calambé, y el carreteable Olaya Herrera – El Maco.

**Contactos:** Esta formación reposa discordantemente sobre la Formación Saldaña en todos los afloramientos reconocidos donde se presenta la sección estratigráfica continua como en las quebradas Chipalo, Macule, la Urapa y Calambé. El contacto superior es neto concordante con el Grupo Villeta.

**Ambiente:** Estas formación se depositó en un ambiente transgresivo de aguas poco profundas que van desde llanuras aluviales, litoral a sublitoral en su parte media y llanuras intermareales en su parte alta. Beltrán y Gallo (1968), Flores y Carrillo (1994).

La Formación Caballos (Fotografía 4) se encuentra conformada por tres miembros denominados informalmente Miembro Inferior (Kc1, Conformado esencialmente por litoarenitas y cuarzoarenitas en menor proporción (Conforma un filo)), Miembro Medio (Kc2, conformado esencialmente por lodolitas intercaladas con calizas (Se encuentra formando un pequeño valle)) y Miembro Superior (Kc3, conformado esencialmente por cuarzoarenitas (Conforma un filo)).

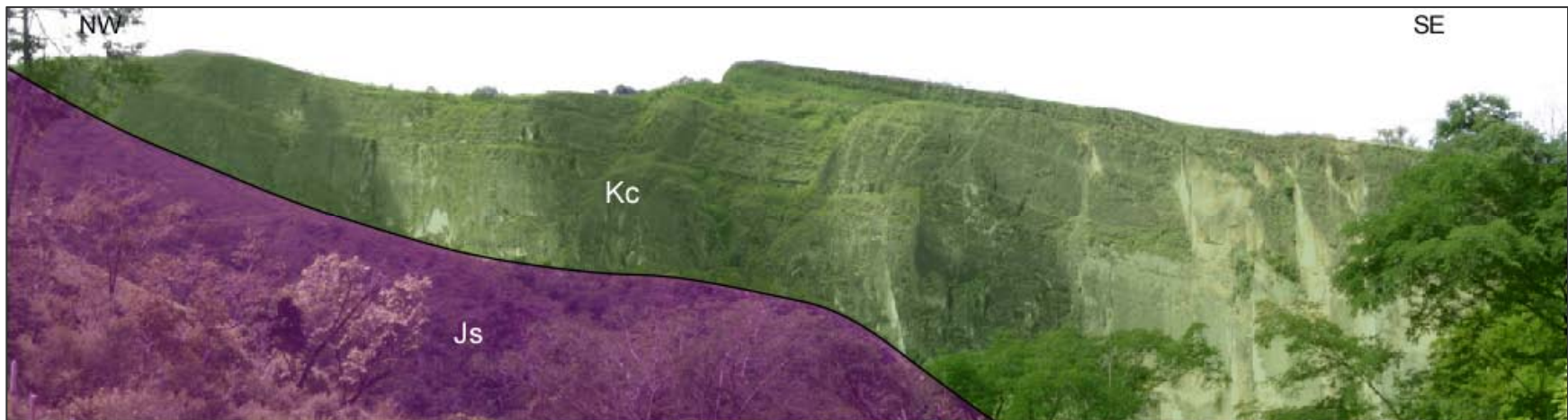
### **8.6.1 Miembro Inferior (Kc1) Aptiano Temprano (?) – Medio**

**Litología:** Este miembro se encuentra constituido por capas gruesas y muy gruesas con geometría cuneiforme (Fotografía 5) de arenitas de colores blancos,

amarillos y en ocasiones ligeramente verdosas, las cuales presentan tamaño de grano fino a muy grueso, con granodecrecimiento. Estas varían composicionalmente de subarcosas a cuarzoarenitas. Internamente las capas muestran laminación inclinada en artesa (Fotografía 6) y ondulada. La selección es moderada a pobre y la porosidad visual es regular a mala. Son comunes los restos de vegetales carbonizados en toda la secuencia, formando parte de la base de paleocanales (Fotografía 7).

También se presentan menos frecuentemente intercalaciones con capas delgadas de lodolitas y conglomerados. Las lodolitas son de color gris claro y localmente presentan laminación plana paralela a levemente ondulada, y también presentan restos de plantas (Aspecto carbonosos). Las capas conglomeráticas presentan espesores entre los 15 a 30 cm, con geometría cuneiforme y están constituidas por gránulos y guijos finos de fragmentos volcánicos e ígneos, en una matriz arenosa, en donde es común la laminación inclinada en artesa.

**Contactos:** El Miembro Inferior de la Formación Caballos se observó recubriendo discordantemente a la Formación Saldaña en la Quebrada Calambé, y cabe resaltar que en la quebrada la Urapa este se encuentra suprayaciendo en contacto transicional capas finas de lodolitas carbonosas de color grisáceo, las cuales se encuentran suprayacidas por capas gruesas de calizas arenosas con fragmentos de amonites, bivalvos y tereverinas, con evidencia recristalización. Este miembro inferior podría ser correlacionado con la Formación Yavi. El contacto superior es neto concordante con el Miembro Medio.



**Fotografía 4.** Contraste geomorfológico entre las formaciones Saldaña y Caballos (Escarpe, formado por la contrapendiente, donde se aprecian estratos), producto de su contacto, el cual hacia el noreste del anticlinal del Azucaral se encuentra controlando el cause de la quebrada la Urupa.



**Fotografía 5.** Capas gruesas y muy gruesas con geometría cuneiforme, las cuales lateralmente se acuñan. Formación Caballos (Kc1). Estación G089 (Quebrada Chipalo)



**Fotografía 6.** Cuarzoarenitas de color amarillento, que internamente muestran laminación inclinada en artesa. Formación Caballos (Kc1). Estación G121 (Quebrada la Urapa).



**Fotografía 7.** Intercalaciones de carbones, con cuarzoarenitas de grano grueso, mal seleccionadas, hacia la base del afloramiento, las cuales decrecen hacia el tope del afloramiento, correspondiendo a paleocanales presentes en el miembro inferior (Kc1) de la Formación Caballos. Estación G122.

### **8.6.2 Miembro Medio (Kc2) Aptiano Tardío**

**Litología:** Compuesto principalmente por rocas calcáreas que usualmente presentan coloraciones rojo amarillentas a marrones e inusualmente con tonos púrpuras, debido a la presencia de óxidos de hierro, formados a partir de la meteorización química de glauconita (Etayo 1994), contenida en estas rocas.

Este miembro se encuentra conformado principalmente por intercalaciones de capas medias y gruesas de calizas bioclásticas glauconíticas de bivalvos y ostreidos, intercaladas con lodolitas negras a grises, con las cuales se intercalan rara vez capas medias y delgadas de cuarzoarenitas, con glauconita como mineral traza.

Las calizas son de color gris claro a gris pardo cuando están frescas y rojas a marrón rojizo cuando se encuentran alteradas químicamente, con capas de geometría tabular con contactos netos ondulados e irregulares. Texturalmente corresponden a packstones y wackestones con proporciones variables de micrita y esparita. Se encuentran fragmentos rotos y completos de bivalvos, ostreidos y amonitas en dirección paralela a los planos de estratificación, además de estos se identifican granos de cuarzo medio a grueso en proporciones que varían entre el 5 al 10%.

En las lodolitas se evidencia laminación plana paralela, ligeramente ondulada, con colores grises oscuros a marrones y fragmentos carbonizados de plantas. Las arenitas se aprecian en capas muy gruesas tabulares, siendo composicionalmente cuarzoarenitas, con tamaños de grano medio a grueso, selección moderada y cemento calcáreo.

**Contactos:** Se presenta en contacto concordante transicional sobre el Miembro Inferior y en contacto neto concordante con el Miembro Superior.

### 8.6.3 Miembro Superior (Kc3) Albiano Temprano - Medio

**Litología:** Se encuentra compuesto por capas gruesas y muy gruesas tabulares de cuarzoarenitas, con presencia de glauconita en algunas capas, de grano medio a grueso, con estratificación inclinada, y menor proporción de interestratificaciones de lodolitas y arenitas de grano muy fino, las cuales se pinchan lateralmente.

Las arenitas son de color blancuzco, con muy buena porosidad visible, granos de forma subredondeada a redondeada, con selección moderada a buena y tamaño de grano medio a grueso. Las lodolitas son de color negro carbonosas con laminación plano paralela.

**Contactos:** Su contacto superior es concordante con el miembro inferior del Grupo Villeta (Kv1) (Fotografía 8).



**Fotografía 8.** Contacto concordante, entre capas gruesas de cuarzoarenitas e intercalaciones de capas delgadas a gruesas de mudstone con lodolitas y arcillolitas calcáreas de color negro, las cuales corresponden a el contacto entre el miembro superior de la Formación Caballos (Kc3) y el Grupo Villeta (Formación Calizas de Tetuán). Estación G141.

## 8.7 FORMACIÓN VILLETA (Kv) ALBIANO MEDIO (?) CONIACIANO

Esta unidad se identificó en la parte nororiental de Cerro del Azucaral. Apreciándose sobre la quebrada Calambé donde se identificaron sus tres miembros (Calizas de Tetuán (Kv1), Bambucá Shale (Kv2) y Calizas de La Luna (Kv3)).

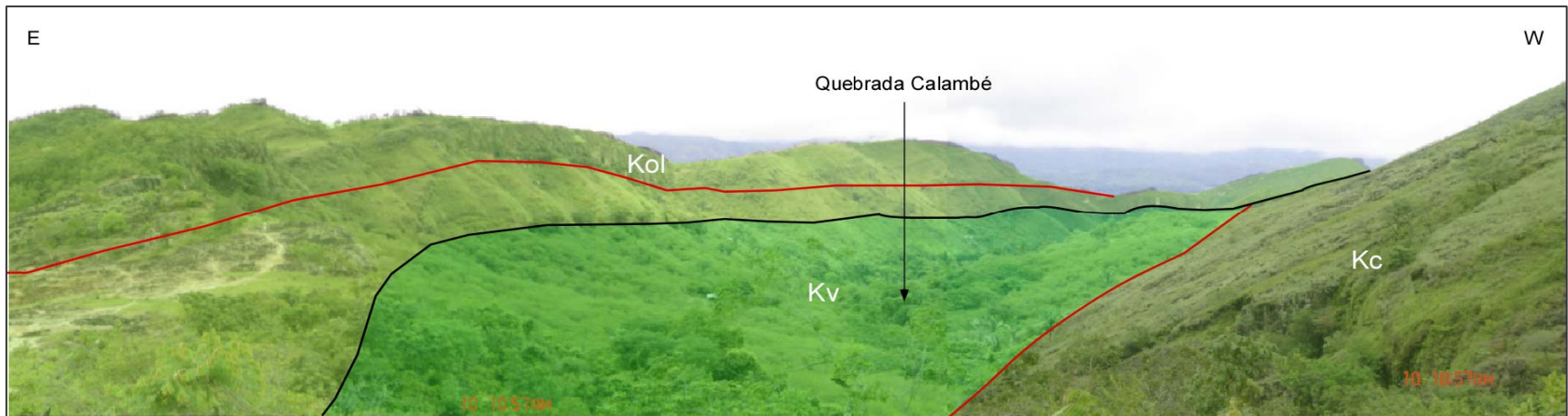
**Contactos:** El contacto inferior es neto concordante con el nivel superior de la Formación Caballos y el superior neto concordante con la Lidita Inferior del Grupo Oliní (Fotografía 9).

**Ambiente:** Estas rocas están consideradas como depositadas en ambientes de plataforma interna, media y externa, con desarrollo paulatino de profundización e influencia de tormentitas.

### 8.7.1 Calizas de Tetuán (Kv1) Albiano Medio (?) – Tardío

**Litología:** integrada por intercalaciones de capas delgadas a gruesas subtabulares a tabulares de mudstones (En algunas ocasiones se presentan bioclastos de bivalvos hasta en un 5%), de colores negros a grises (Fotografía 10), localmente con terrígenos, laminación plana paralela a ondulada y capas medias de lodolitas y arcillolitas calcáreas de colores negros. Se observan concreciones calcáreas, en las que esporádicamente se encuentran fósiles de amonites y bivalvos en su interior. Textualmente las calizas son mudstones y wackstones con bioclastos de bivalvos y amonitas.

**Contactos:** El contacto superior es transicional con el “Bambucá *Shale*”.



**Fotografía 9.** Aspecto Geomorfológico del Grupo Villeta, el cual consta de tres formaciones: Calizas de Tetuán, Bambucá Shale y la Luna, donde las formaciones Calizas de Tetuán y Bambucá Shale, se encuentran formando parte del valle, por donde circulan las aguas de la quebrada Calambé. La Formación la Luna se encuentra haciendo parte del cambio de pendiente y formando un escarpe en su contacto con la Formación Lidita Inferior (Grupo Oliní). Panorámica tomada en sentido este-oeste, en el valle de la quebrada Calambé.



**Fotografía 10.** Intercalaciones de capas delgadas a gruesas de **Mudstone**, con lodolitas y arcillolitas calcáreas. Formación Calizas de Tetuán (Kv1, Grupo Villeta). Estación G141.

### 8.7.2 Bambucá Shale (Kv2) Cenomaniano

**Litología:** Está constituida por arcillolitas y lodolitas de color negro a gris oscuro fisiles (Fotografía 11), con laminación plana paralela, siendo frecuente las láminas ricas en partículas fosfáticas dispuestas en forma paralela a la estratificación. Principalmente son lodolitas no calcáreas con intercalaciones de lodolitas calcáreo. Se presentan frecuentemente concreciones micríticas elipsoidales a esféricas (Fotografía 12), y ocasionalmente capas lenticulares de **mudstone** de color gris oscuro.

**Contactos:** El contacto inferior es transicional, mientras que el contacto superior con la suprayacente unidad es neto concordante.



**Fotografía 11.** Arcillolitas y lodolitas de color negro a gris oscuro físisles, con laminación plana paralela. Formación Bambucá Shale (Kv2, Grupo Villeta). Estación G144.



**Fotografía 12.** Concreciones calcáreas grandes y pequeñas de aspecto esférico, de composición micrítica, las cuales se disponen entre lodolitas laminadas de color negro. Formación Bambucá Shale (Kv2, Grupo Villeta). Estación G137.

### 8.7.3 Formación La Luna (Kv3) Turoniano-Coniaciano

**Litología:** Constituido por capas medias a gruesas de lodolitas y arcillolitas calcáreas negras a grises, con laminación plana paralela a ondulada, interestratificadas con capas finas a gruesas de micritas y biomicritas con laminación paralela. Son características las interposiciones de concreciones calcáreas discoidales centimétricas y métricas (Fotografía 13), y la presencia de fósiles de amonites pequeños y bivalvos. Su aspecto geomorfológico se caracteriza por formar un escarpe casi vertical en su contrapendiente (Fotografía 14).

**Contactos:** El tope del Grupo Villeta se encuentra en contacto neto concordante con la Formación Lidita Inferior del Grupo Oliní.



**Fotografía 13.** Interposiciones de concreciones calcáreas discoidales centimétricas y métricas, con capas gruesas de geometría irregular de Mudstone y Wackestone. Formación la Luna (Kv3, Grupo Villeta). Estación G143.



**Fotografía 14.** El aspecto geomorfológico de la Formación la Luna, caracterizado por un eskarpe. Formación la Luna (Kv3, Grupo Villeta). Estación G143 (Panorámica).

## **8.8 GRUPO OLINÍ (Koi) SANTONIANO – CAMPANIANO TEMPRANO (?)**

Los afloramientos del Grupo Oliní se restringen al flanco oriental del Anticlinal El Azucaral, observándose en las quebradas El Perico, Macule, La Urapa, La Taiba y Calambé. En este grupo se aprecia gran deformación de sus miembros, que responde de manera dúctil y frágil a los esfuerzos tectónicos presentes en el área.

**Contactos:** La base del Grupo Oliní reposa concordantemente sobre el Grupo Villeta en contacto neto. El contacto superior es neto con las lodolitas calcáreas de la Formación Buscavida, además El Grupo Honda recubre discordantemente todas las unidades del Grupo Oliní en el sector (Fotografía 15).

### **8.8.1 Formación Lidita Inferior (Koi1)**

**Litología:** Se encuentra compuesta por intercalaciones de limolitas silíceas, lodolitas silíceas y chert, de colores blancos a gris claros, en estratos que varían desde láminas hasta capas medias tabulares con laminación plana paralela continua. Hacia el tope se aprecian interposiciones delgadas de areniscas de grano muy fino y láminas fosfáticas hasta de 20 cm de espesor.

**Contactos:** El contacto inferior es neto concordante con el nivel superior “Calizas de La Luna” del Grupo Villeta (Kv3), al igual que su contacto superior con las lodolitas y arenitas que conforman el Nivel Intermedio del Grupo Oliní.

**Ambiente:** Los sedimentos de esta unidad pueden ser interpretados como acumulados en fondos sublitorales. El origen de la sílice de las liditas está relacionado con episodios de diagénesis temprana, pero también puede indicar posiblemente un episodio de enriquecimiento en sílice del agua marina, relacionado tal vez con actividad volcánica y precipitación de geles enriquecidas debido a la reacción con ácidos orgánicos en zonas por tanto más cercanas a la

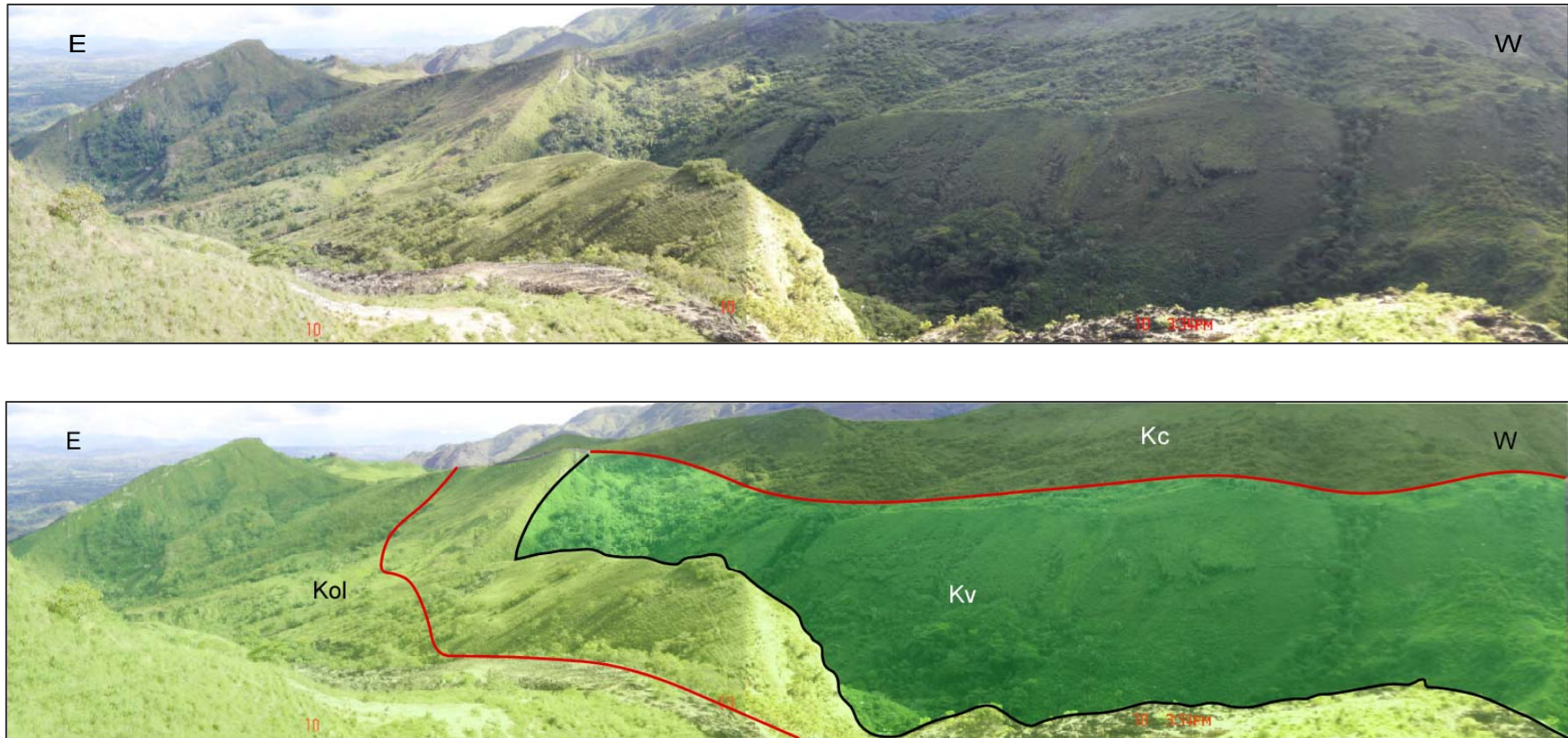
costa de lo que se ha interpretado comúnmente como ambiente de depositación tanto para esta unidad, como para la Lidita Superior.

### **8.8.2 Nivel intermedio (Kol2) (Aico Shale o Arenitas del Cobre)**

**Litología:** La unidad está conformada por arcillolitas negras y grises, y arenitas lodosas, en capas muy gruesas con contactos netos (Fotografía 16), que internamente presentan laminación plana paralela (Fotografía 17) con tamaños de grano arena muy fina. Las arcillolitas presentan laminación plano paralela que frecuentemente muestran concreciones micríticas métricas (Ruedas de carreta) (Fotografía 18). Esta unidad tiene cambios laterales de facies marcados en poca distancia y además esta afectada por fallas de cabalgamiento que repiten gran parte de la secuencia.

**Contactos:** Los contactos inferior y superior son netos concordantes con las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior.

**Ambiente:** El desarrollo de esta secuencia granocreciente puede corresponder al paso transicional de depósitos costa afuera (**offshore**) al frente de playa **shoreface** inferior.



**Fotografía 15.** La geomorfología del Grupo Oliní se encuentra caracterizada por la presencia de dos cuchillas (Kol1 y Kol3), separadas por un valle (Nivel intermedio, Kol2). Grupo Oliní. Estación G150 (Panorámica).



**Fotografía 16.** Capas de arenitas ligeramente lodosas, muy gruesas con contactos netos, de geometría tabular. Nivel Intermedio (Kol2, Grupo Oliní). Estación G156.



**Fotografía 17.** Arenitas lodosas, con laminación plana paralela, la cual se aprecia por la alternancia de láminas de colores claros y oscuros (Mayor contenido de lodo). Nivel Intermedio (Kol2, Grupo Oliní). Estación G040.



**Fotografía 18.** Los niveles de arcillolitas calcáreas, de color negro presentan frecuentemente concreciones micríticas métricas (Ruedas de carreta), las cuales disponen su eje mayor paralelamente a la estratificación. Nivel Intermedio (Kol2, Grupo Olini). Estación G041.

### 8.8.3 Lidita Superior (Kol3)

**Litología:** Compuesta por intercalaciones de capas delgadas y muy delgadas tabulares de liditas y limolitas síliceas con delgadas láminas arcillosas. El material síliceo es más abundante que en la Lidita Inferior y presenta laminación plano paralela en bandas de color claro y oscuro (Fotografía 19).

**Contactos:** El contacto con la suprayacente Formación Buscavida es transicional rápido.

**Ambiente:** Esta unidad puede interpretarse como acumulada en fondos sublitorales. El origen de la sílice esta relacionada con episodios de diagénesis temprana, sus rasgos faciales permiten las mismas consideraciones que las hechas para la Lidita Inferior.



**Fotografía 19.** Alternancia de laminas de liditas, de colores crema y grisáceo, dispuestas paralelamente. Formación Lidita Superior (Kol3, Grupo Oliní). Estación G085.

### **8.9 FORMACIÓN BUSCAVIDA (Ksb) (NIVEL DE LUTITAS Y ARENAS) CAMPANIANO TARDÍO-MAASTRICHTIANO TEMPRANO (?)**

Esta unidad se observó sobre el flanco oriental del anticlinal del Azucaral, en las quebradas La Taiba y La Urapa.

**Litología:** Predominantemente compuesta por lodolitas físciles calcáreas de colores grises oscuros y claros, con frecuentes intercalaciones de capas de micritas de color gris claro, así como de niveles delgados de fosforitas y concreciones calcáreas pequeñas. Hacia el tope de la unidad aparecen cuarzoarenitas lodosas de grano fino en capas delgadas subtabulares con

laminación plano paralela a la base y cruzada de bajo ángulo, que se intercalan con calizas arenosas de color gris a amarillo verdoso.

**Contactos:** El contacto inferior es neto concordante con la Formación Lidita Superior, y su contacto superior de tipo erosivo con la Formación la Tabla.

**Ambiente:** Esta sucesión fina, puede interpretarse como acumulada en fondos sublitorales.

### **8.10 FORMACIÓN LA TABLA (Kt) MAASTRICHTIANO (?)**

Esta Formación se reconoció en la margen oriental del Cerro del Azucaral, en las quebradas Chipalo, La Taiba y La Urapa.

**Litología:** Se encuentra constituida por capas medias a muy gruesas y masivas, cuneiformes a lenticulares (Fotografía 20) de conglomerados areno y clasto-soportados y arenitas conglomeraticas localmente con cemento calcáreo y fragmentos de conchas, es característica la estratificación cruzada en artesa (Fotografía 21). Los clastos son de cuarzo casi en la totalidad con algunos escasos fragmentos de chert y cuarcitas, el tamaño de grano varía de gránulos a guijarros, angulares a bien redondeados (Fotografía 22) y mal seleccionados. Las arenitas son cuarzosas de color blanco, crema y rojizo, de grano medio con variación entre fino y grueso, subredondeado, mal seleccionadas.

**Contactos:** El contacto superior identificado en campo es neto discordante con las rocas del terciario (Grupo Honda).



**Fotografía 20.** Cuarzoarenitas y litoarenitas, dispuestas en capas medias a muy gruesas y masivas, con geometría cuneiforme a lenticular a gran escala. Formación La Tabla. Estación G123



**Fotografía 21.** Estratificación cruzada en artesa, dentro de capas de conglomerados de guijos de chert y cuarzo que decrecen a arenas gruesas de la misma composición. Formación la Tabla. Estación G124.



**Fotografía 22.** Conglomerado clatosoportado de guijos y guijarros de cuarzo y chert redondeados (Huevos de Paloma). Formación la Tabla. Estación G194.

## 8.11 FORMACIÓN HONDA

Como se menciona en el capítulo de discusión, las rocas que conforman el registro sedimentario del área de estudio podrían ser asignadas como pertenecientes a la Formación Honda, basando estas consideraciones en observaciones realizadas en campo y bajo evidencias sísmicas, de todas formas cabe resaltarse que deben realizarse pruebas ya radio métricas o bioestratigráficas, que permitan tener total certeza de esta afirmación.

De esta forma se dividieron ocho segmentos, los cuales se encuentran caracterizados por sus respectivas geomorfologías, tonalidades observadas en las fotografías aéreas, drenajes y asociaciones litológicas.

### 8.11.1 Tmh 1

Este miembro se encuentra hacia la parte central del área, formando parte del flanco oriental del anticlinal del Azucaral, caracterizado fotogeológicamente por una tonalidad clara, una textura rugosa, y una expresión geomorfológica moderada.

**Litología:** Compuesto principalmente por areniscas de grano fino y muy fino lodosas con interposición de niveles de conglomerados de aspecto brechoso, debido a la angularidad de los clastos producto del poco transporte o un área fuente muy cerca. Los conglomerados brechosos, conformados por clastos angulares de tamaños variando desde 1 cm hasta 1,5 m distribuidos en forma caótica y fuertemente cementada por sílice; los clastos que conforman estos conglomerados son exclusivamente fragmentos angulares de chert y liditas laminadas provenientes del Grupo Oliní.

Las arenitas son de grano muy fino a fino, lodosas, de color blanco y amarillo, de composición sublitoarenita y cuarzoarenita, se presentan en capas subtabulares a tabulares con espesores hasta de 3 m; las capas más inferiores son moteadas por bioturbación y presentan abundantes madrigueras rellenas de arena de grano medio, oxidadas, ocasionalmente presentan gránulos y guijos finos de chert aislados; en estos niveles la laminación original ha sido completamente destruida; las capas más superiores se destacan por presentar laminación muy fina plana paralela a levemente ondulada; estos niveles son friables, porosos.

**Contactos:** Este miembro, presenta un contacto discordante, con las formaciones Cretáceas infrayacentes, y posiblemente concordante a discordante con el miembro Tmh2. El contacto entre los paquetes del Honda es difícil de estimar debido a la similitud litológica presente entre los diferentes paquetes definidos.

### 8.11.2 Tmh 2

Esta miembro se encuentra hacia el centro del área, formando parte del flanco occidental del Sinclinal de Avechucos, caracterizada fotogeológicamente por una tonalidad media, una textura semilisa, caracterizada por un drenaje dendritico grueso, y una expresión geomorfológica moderada a alta.

**Litología:** Está conformado casi exclusivamente por lodolitas silíceas localmente arenosas. Las lodolitas del intervalo inferior tienden a ser de color gris claro y oscuro, se presentan en capas muy gruesas hasta de 6 m, contienen con frecuencia granos de arena dispersos, conformando grawacas; el moteamiento generado por la bioturbación es muy intenso dando tonos rojizos a estos niveles

**Contactos:** Sus contactos inferiores y superiores son netos concordantes, aunque podrían establecerse como ligeramente discordantes hacia el sur.

### 8.11.3 Tmh 3

Esta miembro se encuentra hacia la parte oriental del área, formando parte del Sinclinal de Avechucos, caracterizada fotogeológicamente por una tonalidad media, una textura rugosa, y una expresión geomorfológica alta, que contrasta con la expresión suave del miembro Tmh 4.

**Litología:** Corresponde predominantemente a areniscas con menores interposiciones arcillosas. Las areniscas se presentan en capas subtabulares a tabulares, con espesor de capas individuales hasta de 8 m, varían en composición de cuarzoarenitas y sublitoarenitas a subarcosas, el accesorio principal corresponde a micas, el tamaño de grano es variable desde grano fino hasta medio, con cantidades moderadas de matriz arcillosa; la selección es moderada; internamente presentan estratificación cruzada curvada de bajo ángulo y plana paralela; son comunes los intraclastos arcillosos, los nódulos de pirita y

ocasionalmente hay fragmentos de carbón. Asociados con las areniscas localmente se presentan láminas y niveles delgados de conglomerados arenosos conformados por clastos de chert negro y gris, ubicados por lo general hacia la base de las capas y de secuencias granodecrecientes.

**Contactos:** Sus contactos inferiores y superiores son netos concordantes.

#### **8.11.4 Tmh 4**

Este miembro se encuentra hacia la parte oriental del área, formando parte del sinclinal de Avechucos, caracterizada fotogeológicamente por una tonalidad gris media, una textura lisa, y una expresión geomorfológica suave.

**Litología:** Principalmente compuesta por arcillolitas con algunas intercalaciones hacia el tope del intervalo de niveles de arenitas de grano fino. Las arcillolitas se presentan en capas muy gruesas y bancos (hasta de 10 m de espesor) con geometría tabular, internamente son masivas sin estratificación y están intensamente bioturbadas con mezcla de materiales arenosos que alcanzan en algunos sitios hasta 10% en volumen correspondiendo a grawacas, son por lo general moteados con tonos rojizos y morados dominantes (Paleosuelos).

Las areniscas se presentan en capas subtabulares a tabulares, varían en composición de cuarzoarenitas y sublitoarenitas a subarcosas, el accesorio principal corresponde a micas, que por lo general se alinean a lo largo de la laminación; el tamaño de grano es variable desde grano fino hasta medio, con cantidades moderadas de matriz arcillosa (10%); la selección es moderada; internamente presentan estratificación cruzada curvada de bajo ángulo.

**Contactos:** Su contacto inferior es de tipo transicional a neto, con el miembro informalmente denominado Tmh 3 y su contacto superior se aprecia ligeramente

discordante, en las fotografías aéreas, con el miembro informalmente denominado Tmh 5.

#### **8.11.5 Tmh 5**

Aflora en la parte oriental del área cartografiada donde se presenta conformando el núcleo del sinclinal de Avechucos, esta unidad se caracteriza por formar un relieve fuerte escarpado, y una respuesta fotogeológica de textura rugosa y tono medio.

**Litología:** En esta unidad se observan dos asociaciones características, la inferior con una geomorfología moderadamente escarpada y conformado por la intercalación de capas muy gruesas de lodolitas de 3 a 5 m de espesor dentro de una sucesión de conglomerados y areniscas, y un conjunto superior, con geomorfología abrupta, donde la secuencia lodosa es menos frecuente y la secuencia conglomerática predomina.

Los conglomerados son de guijos, guijarros y cantos de chert marrón y blanco (90-85%) y cuarzo (10-15%), con armazón desordenada, clasto soportados en las facies mas gruesas (guijarros y cantos) y matriz soportados en las facies mas finas (gránulos y guijos); los clastos son redondeados en su gran mayoría y con formas elongadas; se presentan en capas muy gruesas con geometría cuneiforme; los contactos inferiores son irregulares y erosivos. La matriz arenosa es de tamaño arena gruesa y muy gruesa con alto contenido de cuarzo y menores cantidades de chert.

Las areniscas se presentan a modo de ínter estratificaciones dentro de los niveles conglomeráticos; el tamaño de grano es arena gruesa a muy gruesa, con mala selección y localmente con cemento ferruginoso.

**CONTACTOS:** El contacto inferior se observó en las fotografías aéreas ligeramente discordantes con el miembro informalmente denominado Tmh 4.

#### **8.11.6 Tmh 6**

Esta unidad se encuentra en la parte occidental del área, formando una serie de cuchillas alargadas en dirección NNE-SSW, con una textura fotogeológica quebradiza.

**Litología:** Compuesta esencialmente por sublitarenitas a litoarenitas en menor proporción, de grano medio a fino, compuestas por líticos de rocas sedimentarias e ígneas, fragmentos de pirita, algunos lentes de carbón, y ocasionalmente cemento calcáreo, con algunas intercalaciones de lodolitas varicoloreadas, asociadas a paleosuelos.

**Contactos:** El contacto inferior es de tipo fallado, bajo consideraciones fotogeológicas, con el miembro Tmh 1.

#### **8.11.7 Tmh 7**

Esta unidad se encontró asociada al Sinclinal de Chiquinima en la parte occidental del área cartografiada, en una pequeña franja por debajo del miembro Tmh8, formando una depresión producto de su carácter litológico.

**Litología:** Está conformada por una sucesión donde se interponen capas medias y gruesas de lodolitas y arcillolitas con capas medias y delgadas de areniscas y areniscas ligeramente conglomeráticas; son comunes las secuencias granodecrescentes desde areniscas gruesas hasta arcillolitas; en la parte inferior de la unidad predominan las arcillolitas y en la parte superior las arenitas ligeramente conglomeráticas.

Las areniscas son cuarzosas con escasos líticas de chert de color negro y minerales oscuros, con laminación inclinada de bajo ángulo y plana paralela; con mala selección y matriz arcillosa abundante (10%). En los sectores conglomeráticos se presentan gránulos y guijos finos de cuarzo y chert negro angular y subredondeado.

Las lodolitas son de color gris claro a oscuro, localmente carbonosas con laminación levemente ondulada y plana paralela.

**Contactos:** El contacto inferior es concordante con el miembro Tmh 6.

#### **8.11.8 Tmh 8**

Los afloramientos de esta unidad están restringidos al sector occidental del área cartografiada; estando limitados al oeste por la Falla de Calarma y al oriente por la Falla de Vergel; en la parte norte la unidad conforma el núcleo del Sinclinal de Chiquinima.

**Litología:** La unidad está conformada principalmente por areniscas en capas que varían desde pocos decímetros hasta 10 m, con geometría cuneiformes, subtabulares y cuneiforme; el tamaño de grano es variable desde muy grueso hasta fino y muy fino por lo general conformando secuencias granodecrecientes; en composición son litoarenitas y arcosas líticas con abundante matriz arcillosa; los líticas principales son chert negro, anfíbol y magnetita lo que le dan a la roca un color gris verdoso oscuro característico; en estos niveles arenosos son comunes las concreciones arenosas con cemento calcáreo, nódulos de pirita y ocasionalmente fragmentos de carbón. Los conglomerados son escasos en la unidad, en general están restringidos a delgados niveles y láminas en la base de las capas; son conglomerados de gránulos y guijos finos, arenosoportados, conformados por clastos de cuarzo lechoso, chert negro, vulcanitas y metamorfitas; presentan estratificación cruzada en artesa y granodecrecimiento.

Las lodolitas son de color rojizo y verdoso con moteamiento por bioturbación, presentan frecuentemente granos aislados de arena media y gruesa que les dan el aspecto de grawacas; internamente no presentan estratificación la cual está destruida por bioturbación; los contactos superiores de estos niveles son por lo general erosivos con truncamiento a veces total de estos niveles.

**Contactos:** El contacto inferior es fallado, debido a consideraciones fotogeológicas, con el miembro Tmh 7 y de tipo fallado con las rocas Paleozoicas y Triásicas.

## **8.12 DEPOSITOS CUATERNARIOS (Q)**

Dentro de este numeral se describen todos los depósitos cuaternarios interpretados en la fotogeología y los cuerpos observados en campo.

### **8.12.1 Abanicos aluviales (Antiguos) (Qav)**

Aparecen en forma de terrazas o remanentes relativamente altos y con notable disección, producto de la erosión. Se localizan en la parte occidental del área, donde se aprecia fotogeológicamente que presentan una dirección preferencial este – oeste, evidenciando proveniencia de la cordillera central. Los materiales que conforman estos abanicos son depósitos caóticos que constan de fragmentos y bloques subredondeados a subangulares, clasto soportados y matriz soportados, de rocas ígneas y en menor proporción sedimentarias y metamórficas, provenientes de las estribaciones de la parte oriental de la cordillera Central.

### **8.12.2 Terrazas aluviales (Qt)**

Se encuentran formando pequeñas terrazas, dejadas por el socabamiento del cause de los principales ríos.

### **8.12.3 Derrubios (Qd)**

Se observan, en las zonas de frentes de montaña o valles aluviales, donde se encuentran comprometidas litologías con propiedades dúctiles, como la Formación Villeta y el Miembro Intermedio del Grupo Oliní, compuestas de bloques y gravas, que se disponen en una matriz arenosa y dan un aspecto caótico.

### **8.12.4 Valles aluviales (Qd)**

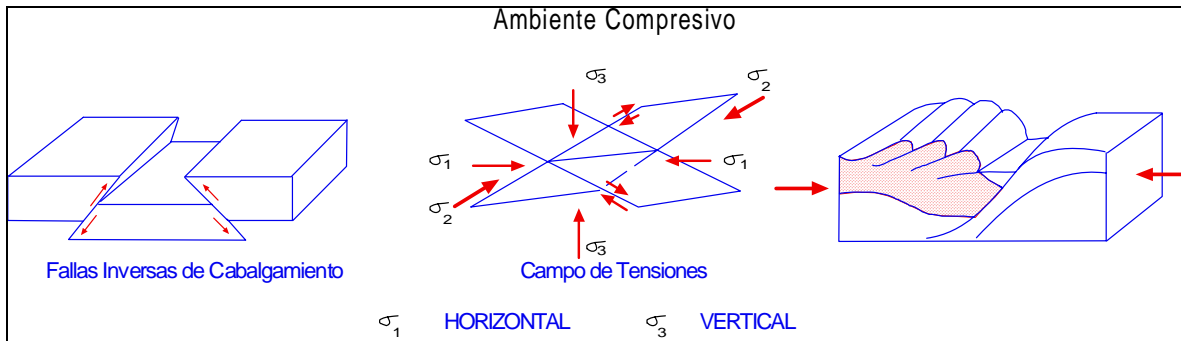
Forman extensas planicies en los fondos de valles importantes y a lo largo de cauces de primer y segundo orden; consisten en acumulaciones activas de guijos y bloques, areno-soportadas.

## **9. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

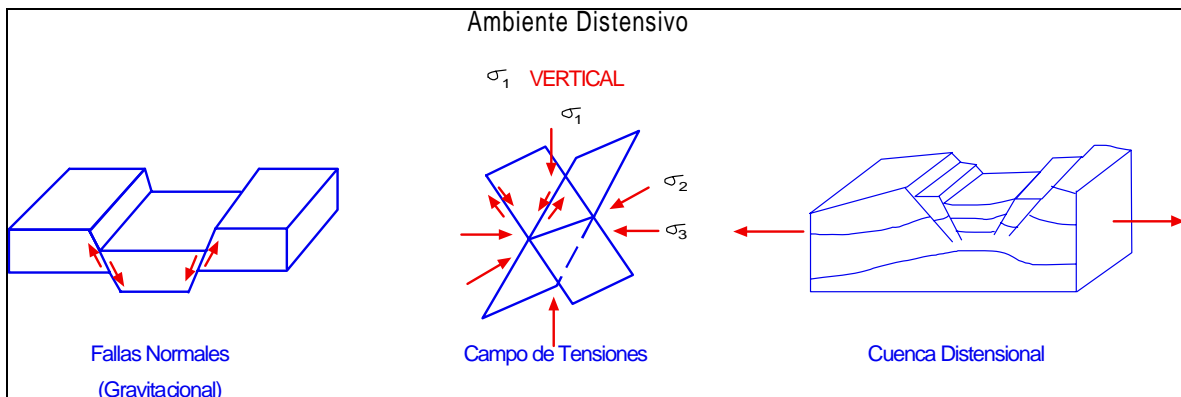
Para entender el modelo estructural del área se interpretaron algunas secciones sísmicas regionales, además de la carga de los trazos de las líneas de los programas sísmicos realizados a la estación de Virtuozo IGS. En la interpretación se involucra información de la geología de superficie, imágenes satelitales, de radar y fotografías aéreas. En las imágenes satelitales, de radar y las fotografías aéreas se observa anticlinales y sinclinales, asociados a fallas de cabalgamiento. En general los pliegues y los cabalgamientos presentan dirección NNE-SSW.

El VSM se encuentra limitado por dos frentes de cabalgamiento: el primero con vergencia hacia el este, producto de los esfuerzos del borde oriental de la Cordillera Central, y el otro con vergencia occidental, producto del costado oeste de la Cordillera Oriental. En la Subcuenca de Girardot, se presenta la confluencia de los dos sistemas mencionados anteriormente, los cuales crean grandes sistemas con vergencias contrarias (Este y Oeste). El VSM, además de estar limitado por los sistemas mencionadas anteriormente, se encuentra separado del VMM por la Falla de Ibagué.

En el área se encuentran sinclinales y anticlinales, asociados a fallas de cabalgamientos con vergencias tanto oriental como occidental, en un dominio compresivo (Figura 25), imponiendo los rasgos topográficos dominantes de la zona. Este dominio estructural se sobre impone al dominio distensivo caracterizado durante el mesozoico (Shamel, 1991) (Figura 26).



**Figura 25.** Ambiente compresivo caracterizado por fallamiento inverso (Tomado, ICP 2001).



**Figura 26.** Ambiente distensivo caracterizado por fallas normales (Tomado, ICP 2001).

Las unidades cartografiadas y descritas dentro de este proyecto se pueden caracterizar, por sus propiedades mecánicas, dividiéndose unas con comportamiento dúctil y otras con carácter frágil. Dentro de las formaciones, más destacadas que tienen comportamiento dúctil se encuentran la Formación Villeta, el miembro intermedio del Grupo Oliní (Aico Shale o Arenitas del Cobre) y la Formación Guaduala, en las cuales se caracteriza una tectónica de lámina delgada, produciendo fallas de cabalgamiento de bajo ángulo, con despegue en estos niveles dúctiles, las cuales exponen en superficie un trazo sinuoso.

Las formaciones que presentan carácter rígido son las unidades pre-Cretáceas, denominadas para la industria petrolera como basamento económico, dentro de

las que se destacan la Formación Saldaña y el cuerpo ígneo de carácter intrusivo, que compone en su mayoría a la Cordillera Central (Batolito de Ibagué), además también presentan este comportamiento las formaciones Caballos, La Tabla y algunos de los miembros informalmente denominados es este trabajo que hacen parte del Grupo Honda, estas unidades exhiben fallamiento inverso de alto alguno, exponiendo un trazo rectilíneo en superficie, que caracteriza una tectónica de lamina gruesa.

## **9.1 ELEMENTOS ESTRUCTURALES**

### **9.2.1 Fallas**

#### **9.2.1.1 Falla de Calarma**

Esta falla se presenta hacia la parte más occidental del área y marca el límite entre las unidades que componen la cordillera Central, de las que conforman la Subcuenca de Girardot (Figura 28). Esta estructura tiene un rumbo N20-30E y corresponde a un cabalgamiento con vergencia al oriente, y movimiento de rumbo dextral. El despegue de esta falla ocurre dentro del basamento siendo claramente de escama gruesa. En el bloque colgante de la falla se observan rocas intrusivas del Batolito de Ibagué, con xenolitos de rocas metamórficas de edad Paleozoica, rocas calcáreas Triásicas de la Formación Payandé y Jurásicas de la Formación Saldaña. En su bloque yacente se observan rocas de la Formación Honda. El trazo de falla es rectilíneo producto de un ángulo mayor de 45° del plano de falla, siendo muy constante por la poca sinuosidad que presenta el trazo en superficie (Anexo 3).

#### **9.1.1.2 Falla de Chiquinima**

Esta falla presenta un rumbo aproximadamente paralelo a la Falla de Calarma y es una imbricación en el bloque yacente de esta última (Figura 28). Corresponde a

una falla de cabalgamiento con vergencia y transporte tectónico al oriente que pone en contacto rocas de la Formación Honda entre sí. Esta estructura se une con la Falla de Calarma al sur del área a la altura del nacimiento de la Quebrada Macule y hacia el norte en el sector de la Mesa de Ortega desaparece o se trunca y da paso al trazo del Sinclinal de Chiquinima.

#### **9.1.1.3 Falla del Vergel**

La Falla El Vergel es un cabalgamiento, con vergencia hacia el occidente, con componente de rumbo sinextral, y un rumbo predominante NNE-SSE, aunque en la parte más suroccidental del anticlinal del Azucaral, su trazo en superficie tiene dirección NNO-SSE, la falla en superficie se aprecia hasta inmediaciones de la vereda la Samaria (Figura 28). Se encuentra poniendo en contacto rocas Jurásicas de la Formación Saldaña (Bloque colgante de la falla) sobre rocas Terciarias de los miembros informalmente denominados para la Formación Honda en este trabajo (Bloque yacente de la falla) (Anexo 3).

#### **9.1.1.4 Falla El Azucaral (Falla de Olaya (Retrocabalgamiento))**

Es un retrocabalgamiento con una orientación N30E, cuyo trazo se identifica en el flanco oriental del anticlinal del Azucaral, desde el caserío la Puente, hasta los alrededores de la quebrada la Urapa (Figura 28), donde es ocultada por unas fallas de menor ángulo, relacionadas a los niveles dúctiles del Grupo Oliní. Es una estructura con vergencia y dirección de transporte tectónico hacia el oriente. Su trazo de falla, es muy rectilíneo, lo que sugiere la presencia de un plano de falla con inclinación por encima de los 50° hacia el occidente y con despegue en el basamento, catalogándola como asociada a tectónica de escama gruesa y que involucra basamento (Anexo 3).

#### **9.1.1.5 Falla de Toy**

Es un cabalgamiento con rumbo aproximado de N20E, cuyo trazo se observa en la parte central del área (Figura 28). Es una estructura con vergencia y dirección de transporte tectónico hacia el occidente. Hace cabalgar rocas del miembro informalmente denominado Tmh1 sobre si mismas y se encuentra limitando el flanco occidental del anticlinal de las Acacias.

#### **9.1.2 Pliegues**

##### **9.2.2.1 Sinclinal de Chiquinima**

Es una estructura asimétrica con su flanco occidental invertido, producto de la actividad de la Falla de Calarma, sobre el borde occidental del pliegue, mientras su límite oriental es la Falla del Vergel (Figura 28). Su núcleo esta compuesto por las rocas denominadas en este trabajo como el miembro Tmh 8. La estructura se reconoce hacia la parte noroccidental del área, donde a medida que se avanza hacia el sur se aprieta mucho mas y da paso a Falla de Chiquinima.

##### **9.1.2.2 Anticlinal de Azucaral**

Es una estructura que corresponde a un pliegue por flexión de falla, el cual se interpreta como formado antes de los otros pliegues y se designa como pre. Su límite occidental es el cabalgamiento del Vergel. Su cierre se encuentra a la altura del río Peralonso, con rocas de la Formación Caballos (Figura 28). En su parte central este se encuentra fallado. Cuando hace su cierre da paso al anticlinal de Toy, el cual es formado posteriormente, y se encuentra comprometiendo rocas terciarias, donde su núcleo esta compuesto por el miembro informalmente denominados Tmh1 (Anexo 3).

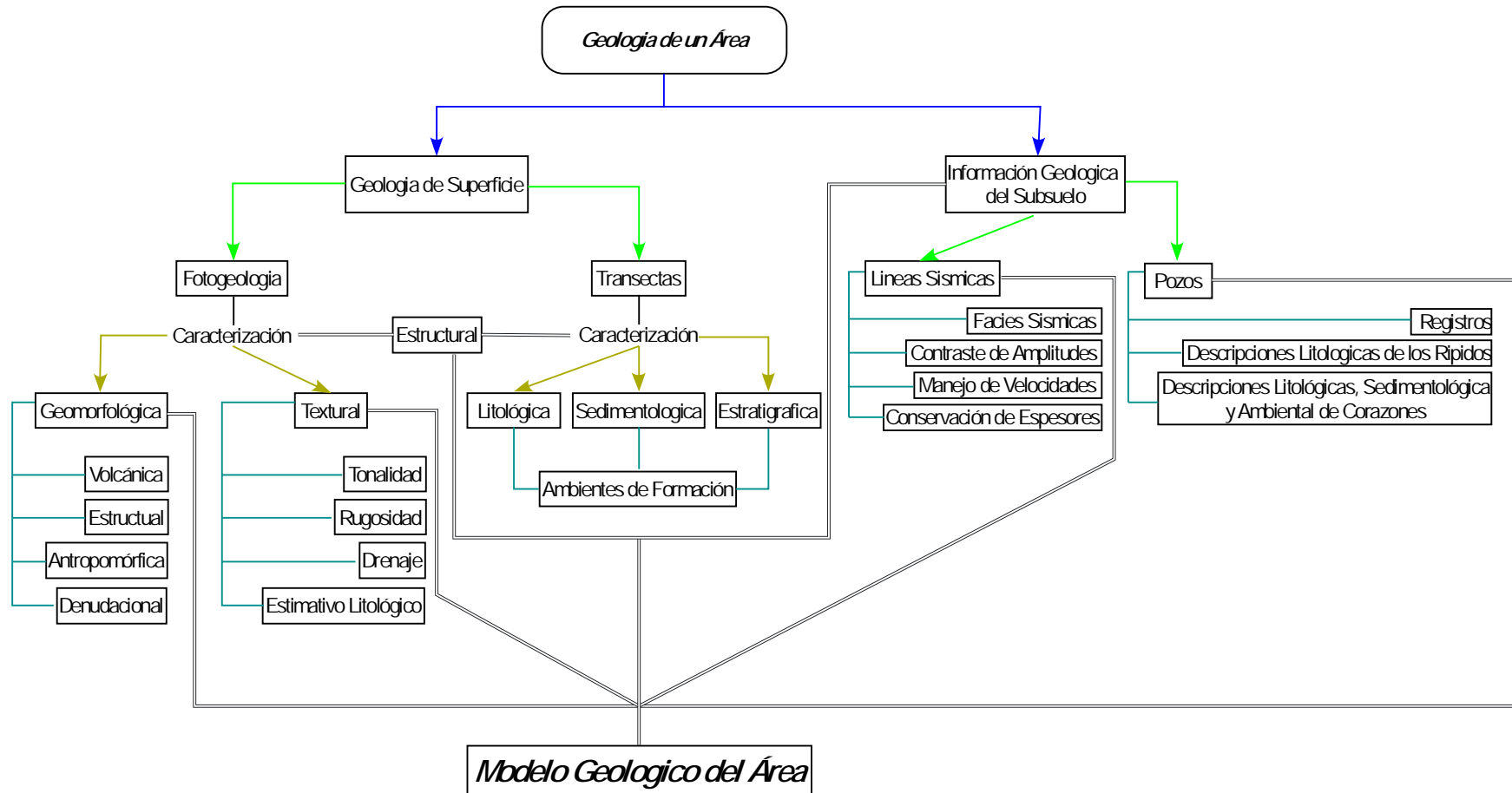
### **9.1.2.3 Sinclinal de Avechucos**

Es un pliegue asimétrico, ubicado al oriente de la zona (Figura 28), donde su flanco oriental presenta mayor inclinación de las capas con buzamientos que van desde 25° a 35°. Se núcleo se encuentra constituido por los conglomerados del miembro informalmente denominado Tmh 5, produciendo donde estas capas se encuentran horizontales pequeñas mesas elevadas (Cerros de los Avechucos). El eje de esta estructura presenta una dirección NNE – SSW, y en el área de estudio no se evidencia el cierre de la estructura.

## **9.2 ZONAS ESTRUCTURALES**

Como se mencionó anteriormente en este capítulo, y cumpliendo con uno de los objetivos primordialmente trazados en este trabajo, se diseñó una metodología (Figura 27) en la que se propone un nuevo esquema para la realización de la geología de un sector, en la cual se integran todos los datos adquiridos en superficie (Transectas), incluyendo la fase de fotointerpretación que se lleva en la estación de Virtuozo IGS (Ver capítulo 2) (Caracterización de todos los aspectos geomorfológicos, estructurales, texturales (Término estrictamente fotogeológico, que se refiere a la rugosidad, tonalidad, tipo de drenaje, estimativo previo de una litología, y otras propiedades de cada formación), con la descripción litológica de los ripidos y corazones de los pozos existentes, la cual sirve de amarre con las secciones sísmicas interpretadas (Topes de las formaciones).

Se interpretaron tres secciones sísmicas regionales, distribuidas a lo largo del área de estudio, las cuales son perpendiculares al rumbo general de las estructuras mayores (Figura 28). La interacción de la información adquirida en superficie y la cartografía geológica realizada, la calibración de algunos pozos que se encuentran en el trazo de las líneas sísmicas ayudaron a generar las secciones estructurales a lo largo de las líneas sísmicas que permitieron identificar las zonas estructurales que se definen en el presente estudio (Figuras 29 y Anexo 4).



**Figura 27.** Esquema para la realización de la geología de un sector, en la cual se integran todos los datos adquiridos en superficie con los del subsuelo, proporcionando un modelo geológico integrado.

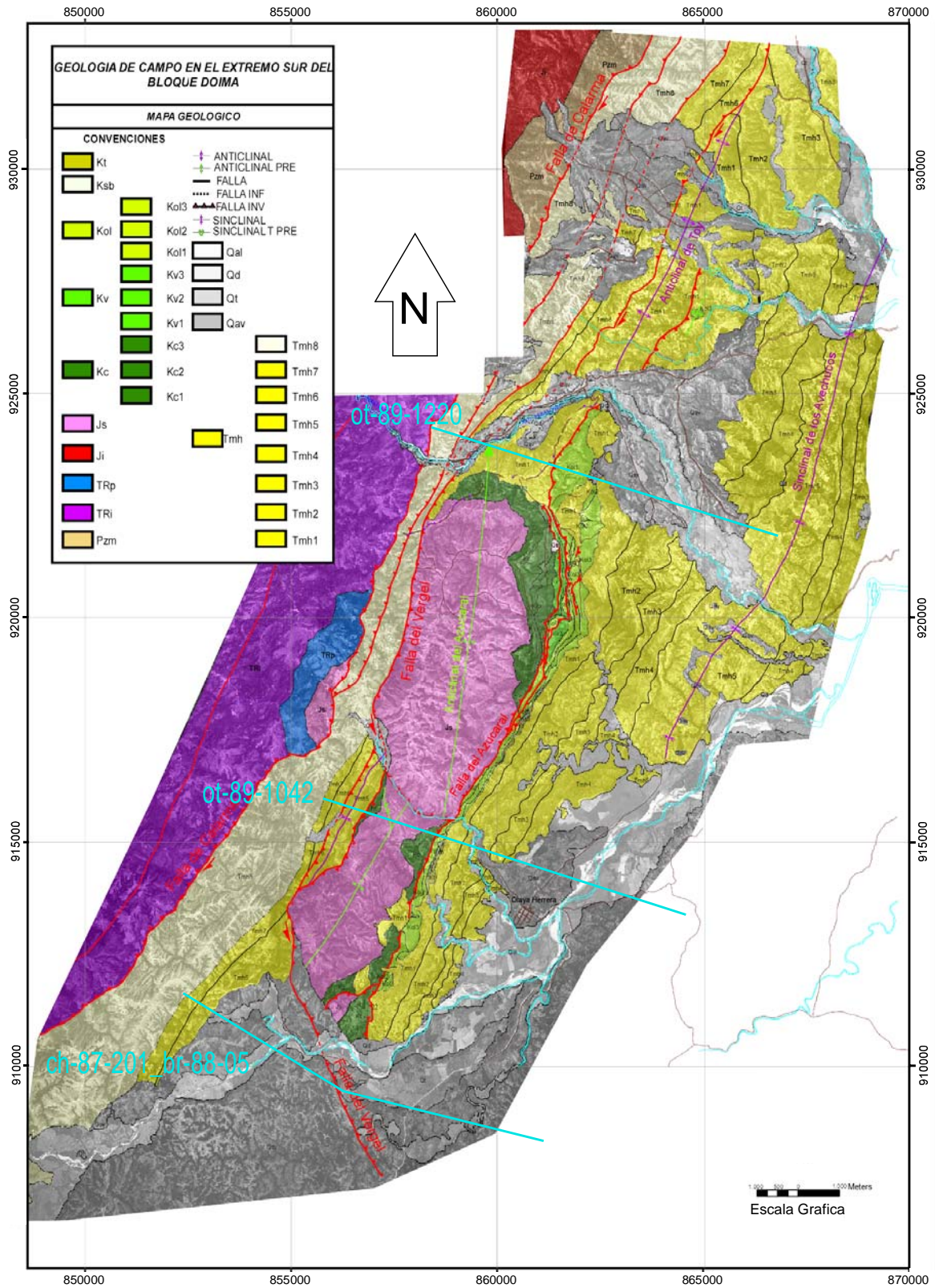


Figura 28. Ubicación de las secciones sísmicas interpretadas en el área y elementos estructurales.

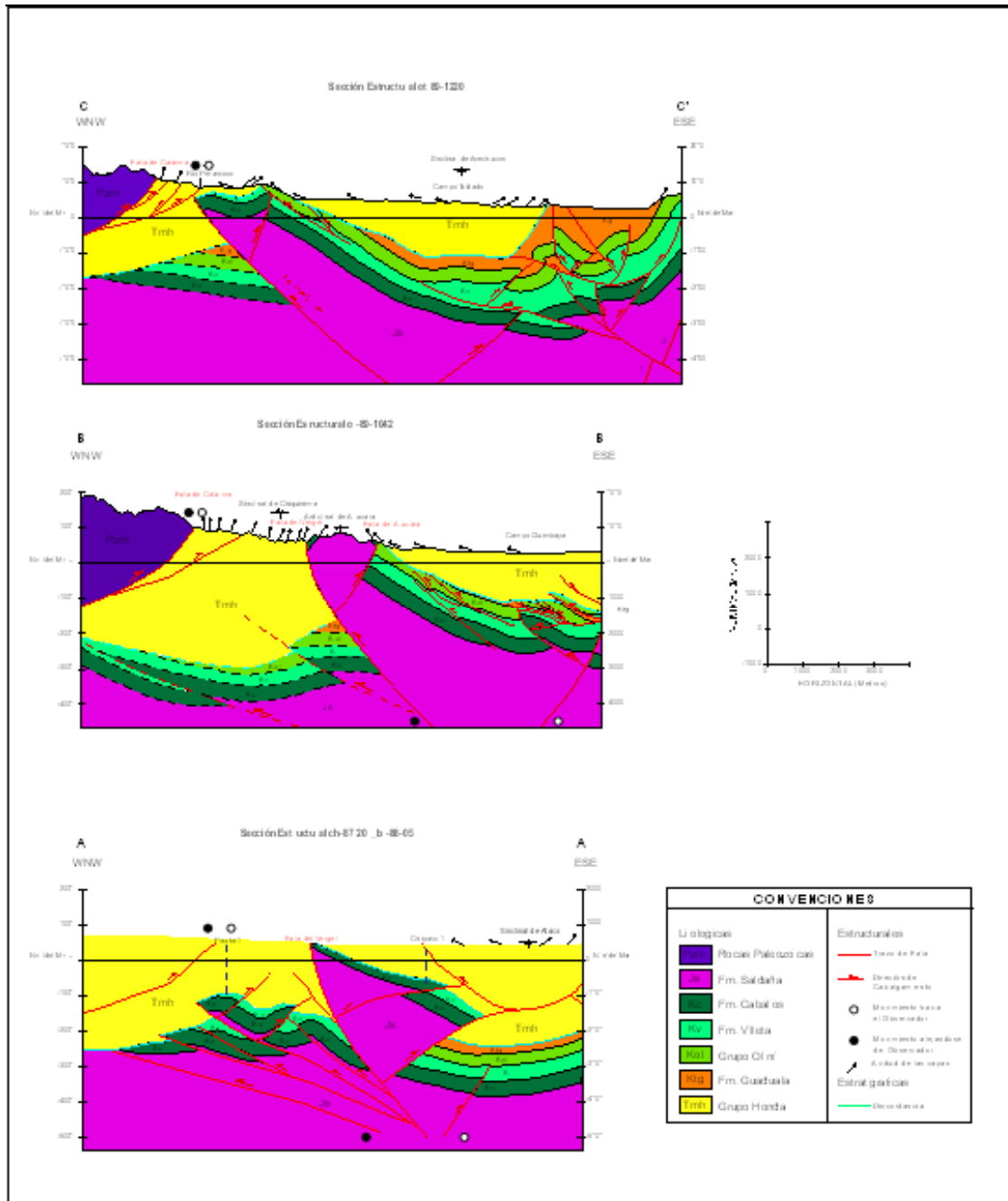


Figura 29. Secciones Estructurales. Original Anexo 4.

En el área se interpretaron seis zonas de deformación (Figura 30), orientadas en dirección NNE-SSW, las cuales están limitadas por estructuras regionales. Las fallas que se encuentran limitando estas áreas, son la Falla de Calarma y la Falla del Vergel.

**Zona A:** Estructuras ubicadas en el bloque colgante de la Falla de Calarma.

**Zona B:** Zona Triangular (Asociada al Sinclinal de Chiquinima).

**Zona C:** Estructuras ubicadas en el bloque colgante de la Falla El Vergel.

**Zona D:** Sinclinal de Ataco.

**Zona E:** Tren de deformación de los campos Quimbaya y Toldado.

**Zona F:** Tren de deformación de los Campos Tetuán y Ortega.

### **9.2.1 Zona A**

Está conformada principalmente por un bloque estructural donde predominan las rocas de basamento en la parte suroccidental y centro-occidental. La Falla de Calarma corresponde a la estructura que limita a esta zona al este. En esta zona se encuentran principalmente rocas de tipo cristalino, y conforman el piedemonte de la Cordillera Central (Figura 31).

### **9.2.2 Zona B**

Corresponde a una zona triangular, ubicada entre dos fallas con vergencias contrarias, al W por la Falla de Calarma, con vergencia este y al E por la Falla del Vergel, con vergencia al oeste; el área está ocupada principalmente en superficie por el Sinclinal de Chiquinima (Estructura asimétrica con el flanco occidental invertido) y por la Falla de Chiquinima. En el subsuelo de sur a norte se aprecia la compresión de la zona (Reflejado en superficie por una disminución del área, para esta zona) (Figura 29). Se evidencia un sistema de fallas imbricadas a la Falla del Vergel, con vergencia occidental, que involucran a formaciones pre-Cretáceas y Cretáceas

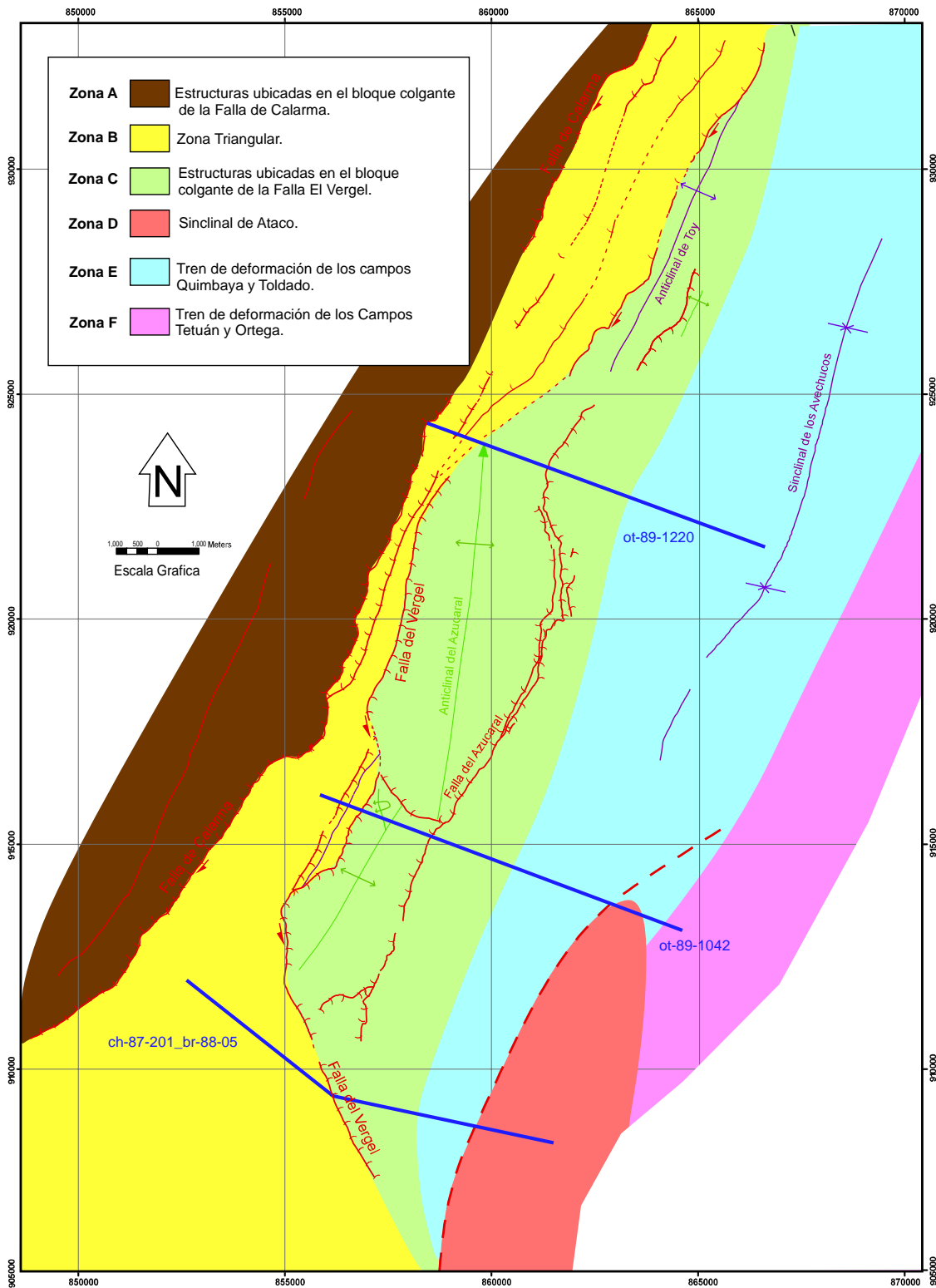
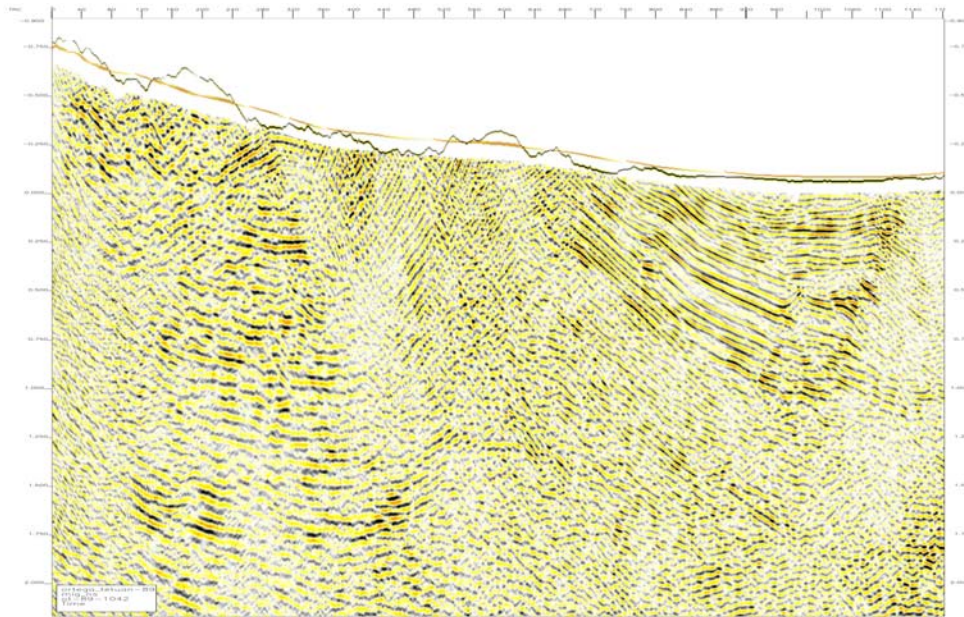


Figura 30. Mapa de zonas estructurales del área de estudio.

(Figura 31), donde las formaciones Caballos y Villeta se encuentran formando sinclinales y anticlinales limitados por retrocabalgamientos con vergencia oriental (Figura 31).

ot-89-1042



Sección Estructural ot-89-1042

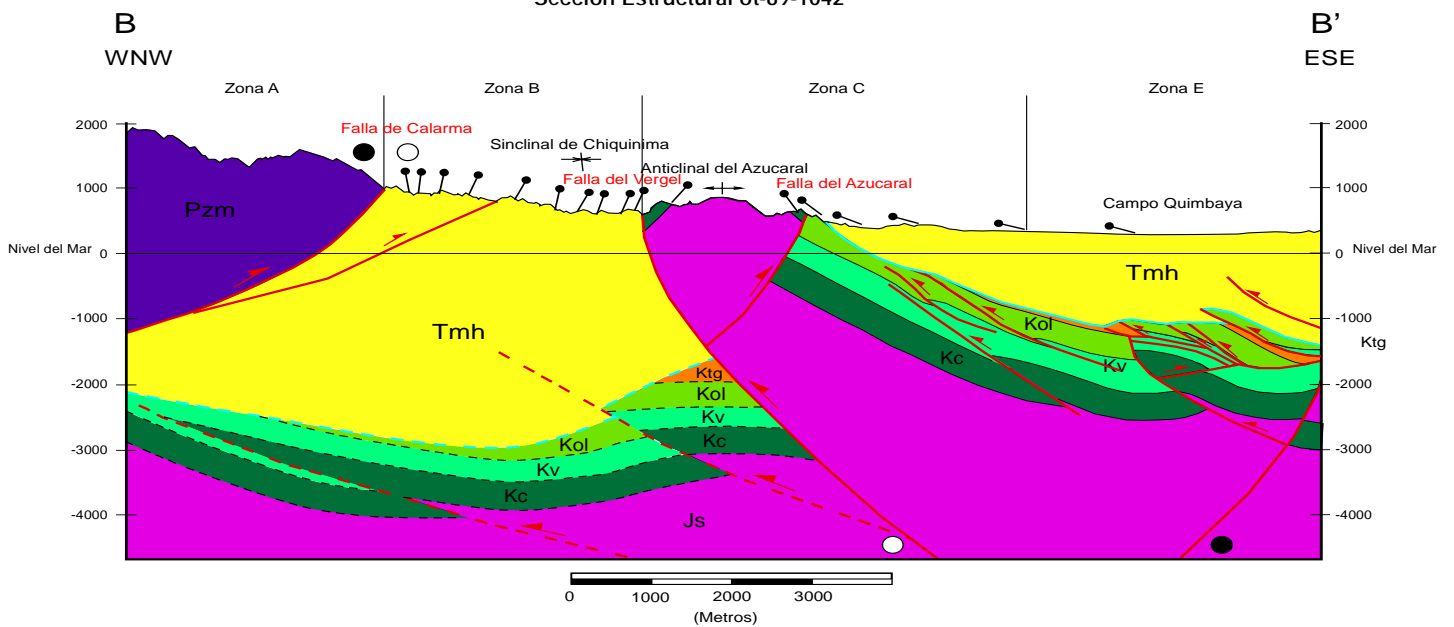


Figura 31. Sección Estructural ch-87-201\_br-88-05.



### **9.2.3 Zona C**

Su límite occidental es la Falla del Vergel, considerada como una falla de cabalgamiento, con componente de rumbo (Sinestral) y su oriental la parte oeste del tren de plegamiento de los campos Quimbaya y Tetuán. Internamente se identifican pliegues, producto de retrocabalgamientos, que generan un relajamiento en la zona, producto de la expulsión de rocas del basamento (Pop-Up) como se aprecia en la sección ch-87-201\_br-88-05 (Figura 32). A nivel de las Formación Villeta y el Grupo Oliní, se presenta una tectónica de lamina delgada, donde se evidencian varias fallas de bajo ángulo con despegue en los niveles dúctiles de estas rocas.

### **9.2.4 Zona D**

Esta zona está caracterizada por el sinclinal de Ataco (Figura 32), al sur, y a medida que se avanza hacia el norte dentro, esta se mete debajo de otra zona, se comprometen rocas pertenecientes a las formaciones Saldaña, Caballos, Villeta y Guadualá. El sinclinal de Ataco es una estructura en superficie que está compuesta por rocas Terciarias pertenecientes al Honda, mientras que hacia el basamento, el Sinclinal corresponde a una depresión con orientación asociada o limitada al W con una falla con vergencia E que no aflora en superficie. Este sinclinal tiene su terminación al norte al ser remplazado por el Sinclinal de Avechucos, y una falla en subsuelo que finalmente termina exponiendo, rocas Cretácicas al este.

### **9.2.5 Zona E**

Esta es una zona de transición dentro de las zonas C y D, donde se generan una serie de plegamientos y estructuras de remplazamientos, que generan un tren de plegamiento en echelon, donde se encuentran los campos Quimbaya y Toldado. En esta zona se genera una serie de abanicos imbricados, los cuales tienen

despegue en la Formación Villeta, afectando a esta y el Grupo Oliní, y plegando la discordancia presente en subsuelo (Figura 31).

#### **9.2.5 Zona F**

Esta zona se encuentra limitada al oeste por una falla en subsuelo, con vergencia hacia el oeste, que manifiesta en superficie la aparición de los cerros del Neme. Ligada a esta se presentan una serie de fallamientos con vergencia igual a la falla mencionada anteriormente, a las que se relacionan una serie de retrocabalgamientos que dan origen una serie de pliegues de arrastre que originan el tren de deformación de los campos Tetuán y Ortega (Figura 33).

ot-89-1220

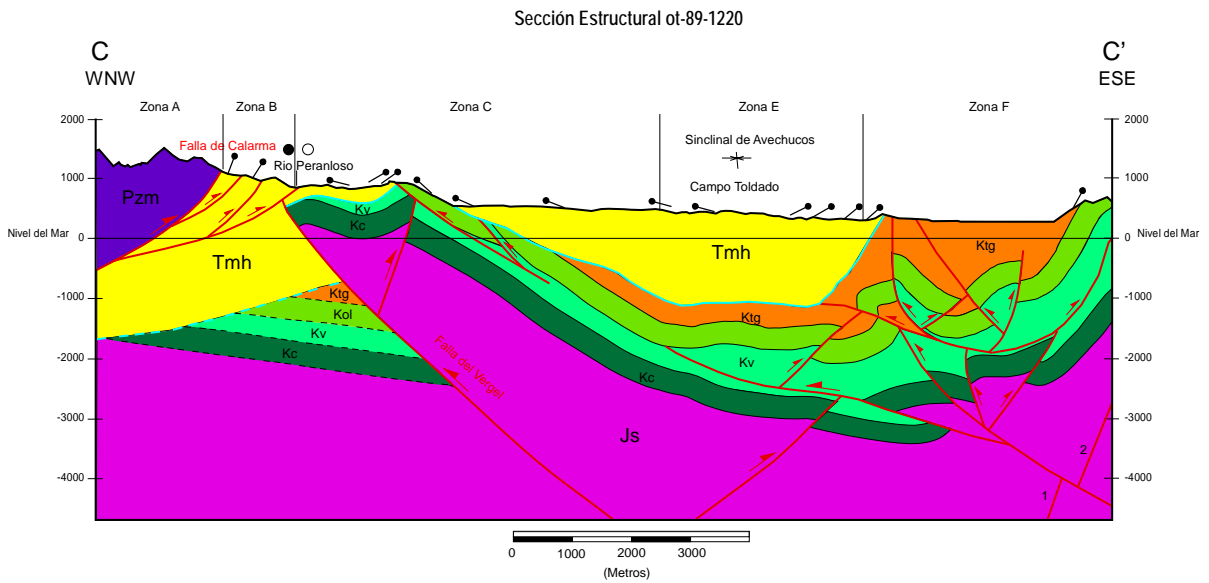
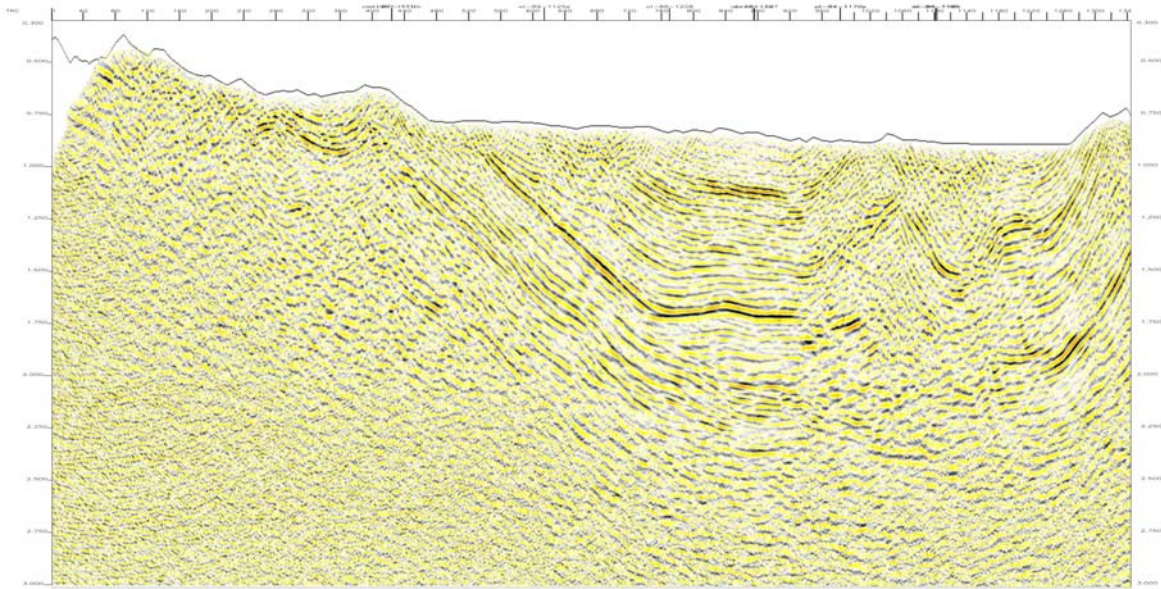


Figura 33. Sección Estructural ot-89-1220.

## **10. EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA**

La evolución tectono estratigráfica propuesta en este trabajo, parte de las observaciones de campo, interpretación fotogeológica, información de pozos y algunas transectas interpretadas en el área. Lo anterior se une a los modelos de evolución propuestos por diferentes autores teniendo en cuenta que la evolución de esta área estar amarrando con el comportamiento regional de la cuenca y de Colombia en general.

Para proponer un modelo evolutivo de la interacción de las diferentes unidades rocosas y su relación estratigráfica y estructural en el área de estudio, fue necesario, contar con la geometría y el tipo de deformación experimentada por la cuenca y sus sedimentos, a través del tiempo geológico, agregando a esto, la configuración actual de los elementos estratigráficos y estructurales plasmados en la cartografía geológica y la interpretación de las secciones sísmicas, permitiendo de esta forma que toda la información recopilada y obtenida en el presente trabajo sirviese de base para tratar de reconstruir un modelo evolutivo tectono-estratigráfico de la zona de estudio.

En el Proterozoico fueron originados los neises y anfibolitas de Tierradentro en el evento metamórfico Oriniquense, de facies anfibolita y granulita, producto de la colisión del Escudo de la Guyana con el Escudo Canadiense (Gómez, et al, 2002). A finales del Proterozoico se presenta el metamorfismo de Cajamarca (Gómez & Núñez, 1999), aunque para Restrepo y Toussaint (1978), Bedoya y Toro (2001), este metamorfismo es del Paleozoico tardío producido durante la orogenia Hercínica.

Durante el Paleozoico, la Orogenia Caledoniana, ocasiona el metamorfismo regional (Facies Esquistos Verdes) de una secuencia sedimentaria principalmente calcárea que originó el Complejo Aleluya (Gómez, et al, 2002).

Durante el Paleozoico Temprano, la región del VSM hizo parte de la zona Pre-Cratónica formada por rocas cristalinas Pre-Cámbricas que rodeaban el escudo de Guayana. Esta plataforma relativamente estable sufrió una lenta y continua subsidencia que permitió la acumulación de una potente secuencia transgresiva durante el Cámbrico y el Ordovícico Temprano.

Durante el Ordovícico Medio y el Devónico Temprano, la sedimentación se vio interrumpida temporalmente a causa de un evento tectónico de carácter regional. El lapso del Devónico Medio al Pérmico Temprano estuvo caracterizado por sedimentación epicontinental, incluyendo depósitos de carácter marino somero y acumulación de sedimentos continentales (capas rojas principalmente) en el Paleozoico Tardío.

Al final del Paleozoico, la intensa tectónica relacionada con un arqueamiento regional del basamento tomó lugar causando la retirada del mar Paleozoico y conduciendo al desarrollo de una faja de subsidencia relativamente estrecha, estos movimientos ocurrieron a lo largo de fallas normales paralelas a subparalelas formadas a comienzos del Mesozoico, produciendo una importante zona de rifting continental: El Rift del Magdalena.

En el Triásico se inicia la apertura de la cuenca Mesozoica Colombiana, de la cual se han propuesto básicamente dos modelos: uno en donde la cuenca corresponde a una estructura de distensión desarrollada en una región de post-arco ubicado al oriente del arco magmático que correspondería a la paleo Cordillera Central, asociado a una zona de subducción (Barrero, 1979; Bayona, et al., 1994; Butler, 1983; Toussaint y Restrepo, 1976). El otro modelo (Estrada, 1972; Mojica y Macia 1981, 1982; Mojica y Franco, 1990), proponen que la cuenca es una zona de distensión supracontinental o rift, orientada en dirección NE-SW, ocasionada por el adelgazamiento de la corteza.

Relacionado a la apertura Triásica, se presenta un fuerte vulcanismo que se extiende desde el Norte de Colombia hasta el Ecuador (Toussaint y Restrepo, 1991). Según Macía y Mojica (1981), las unidades volcánicas del Triásico-Jurásico representan una acumulación en un margen de tipo distensivo, ya que el adelgazamiento de la corteza conduce a un calentamiento por elevación de las isothermas y consecuente disminución de la presión, que da inicio a la fusión de rocas más ácidas con más bajo punto de fusión, continuando con niveles cada vez más profundos hasta llegar al manto mismo, quedando así las lavas y piroclastos ácidos en la parte basal y las rocas intermedias hasta andesíticas en la parte superior.

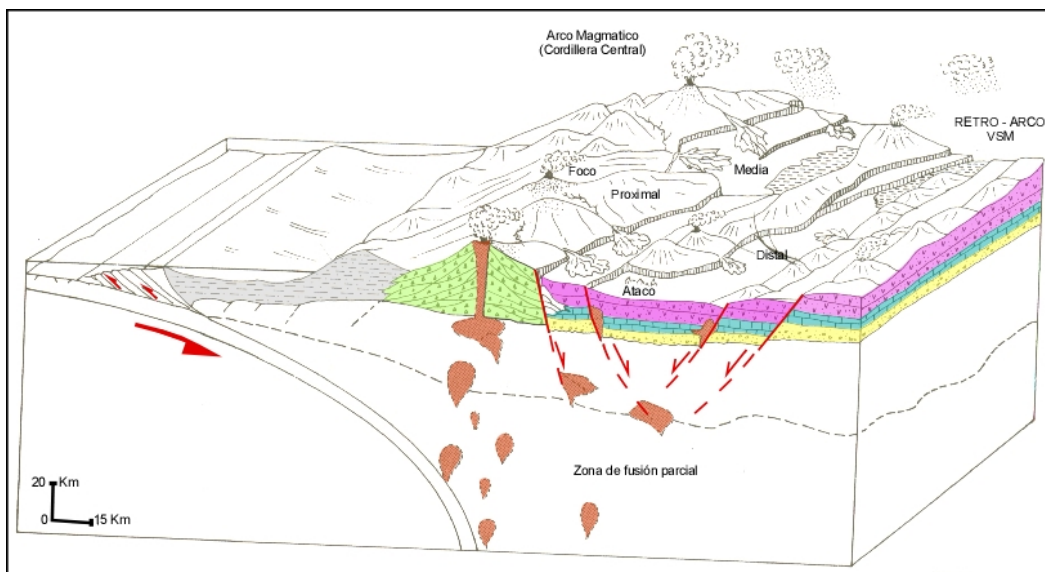
Para otros autores la zona de subducción es producida por el choque entre una placa oceánica y el Escudo de La Guyana, la cual originó los plutones Jurásicos en la Cordillera Central y el VSM, que corresponden a las cámaras magmáticas de estratovolcanes (Guerrero y Tamara, 1982; Toussaint y Restrepo, 1976; Barrero, 1979; Sillitoe et al., 1982). Sin embargo para Toussaint (1995), los eventos magmáticos presentados durante el Triásico-Jurásico en el VSM, son el resultado de varios ambientes tectónicos, tanto producto de una cuenca de tras arco relacionada con una zona de subducción localizada al occidente, como de un aulacógeno relacionado con la apertura de la placa Paleo Caribe. Durante el Mesozoico Temprano, este estrecho y activo rift recibió la sedimentación continental de la Formación Luisa, pero la subsidencia continuó con una consecuente ampliación de la depresión en el Triásico Tardío. Entonces la invasión del mar Noriano causó la acumulación de los sedimentos marinos someros de la Formación Payandé (Cediel et al., 1981; Macia et al., 1985).

Hacia el límite Triásico-Jurásico, se restablecieron las condiciones continentales, depositándose de esta forma la espesa secuencia de la Formación Saldaña, generada por estratovolcanes continentales y depositada como un relleno, en las partes medias y dístales asociadas al arco magmático en un dominio distensivo de retroarco de tectónica distensiva (Bayona et al., 1994) (Figura 34). Alternó a esta

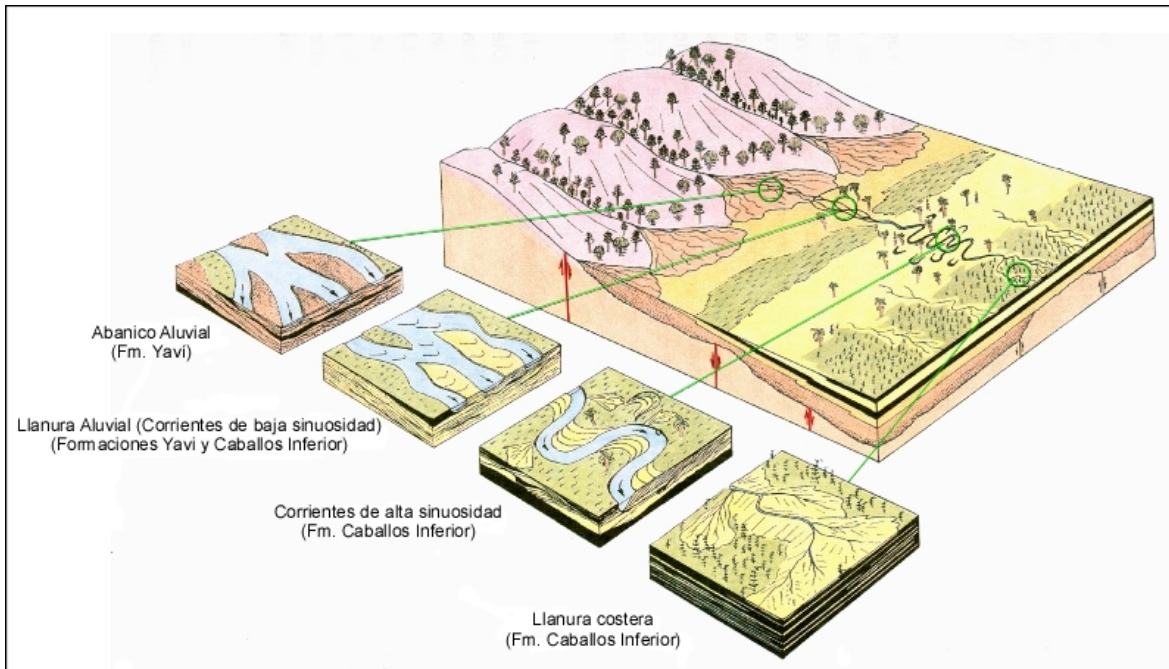
deposición o muy posiblemente en el Jurásico Tardío, ocurren grandes intrusiones de composición intermedia a ácida, como el Batolito de Ibagué y otros cuerpos de menor tamaño.

Después de un periodo de no deposición, evidenciado por la discordancia Aptiana, la subsidencia regional permitió el inicio de la trasgresión definitiva del mar cretáceo registrado desde el Aptiano en el VSM, mas estrictamente en la Subcuenca de Neiva por la sedimentación de la Formación Yaví (en este trabajo se postula la presencia de sedimentos correlacionables con esta formación encontrados en la base de la Formación Caballos en la quebrada la Urapa y en el pozo Toy-2, los cuales descansan discordantemente sobre la Formación Saldaña), depositada como abanicos aluviales, los cuales provenían de las partes altas hacia la depresión (Rift, grabens internos) (Figura 35).

Las cuarzoarenitas, litoarenitas y limolitas pertenecientes a la Formación Caballos Inferior, fueron depositadas por sistemas fluviales en un solo valle en la parte central de la cuenca (Etayo Serna, 1994; Florez y Carrillo, 1994) (Figura 35).



**Figura 34.** Esquema representativo, del modelo propuesto para deposición de los componentes de la Formación Saldaña. Tomado de Bayona et al., 1994.

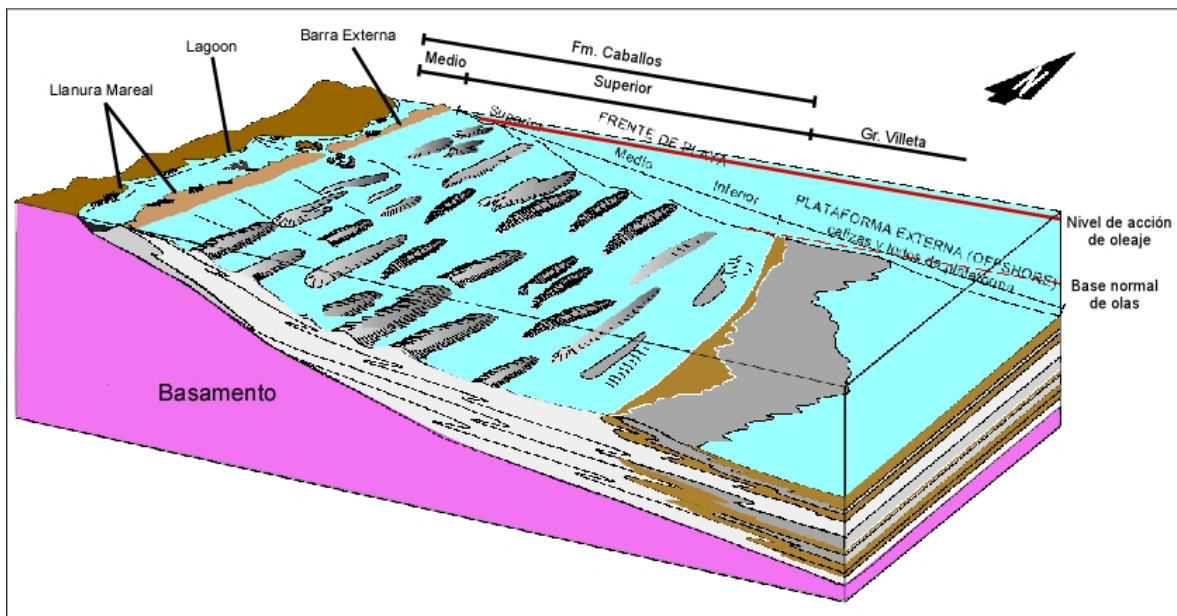


**Figura 35.** Modelo de deposición de las formaciones Yaví y Caballos Inferior. Tomado de Flórez y Carrillo, 1994.

Los **shales**, arcillolitas y calizas pertenecientes a la Formación Caballos Intermedia la cual se encuentra suprayaciendo concordantemente a la inferior, registran la trasgresión marina hacia el sur la cual representa el máximo de inundación (MFS) durante el Albiano. El cambio transicional rápido de los *shales*, arcillolitas y calizas del Miembro Intermedio a las cuarzoarenitas del Miembro Superior de la Formación Caballos, es causado probablemente por un ligero cambio en el nivel del mar y consecuente regresión, la cual se depositó en un ambiente fluvial influenciado por el litoral, bahía o depósitos deltaicos (Etayo Serna, 1994, Florez y Carrillo, 1994) (Figura 36).

Posteriormente se deposita una secuencia con intercalaciones de *shales* negros y calizas (Calizas de Tetuán), pertenecientes al inicio del Grupo Villeta, los cuales registran un periodo de aumento en el nivel de profundidad de las aguas y la depositación de estas intercalaciones sobre una plataforma marina, registrando un nuevo ciclo transgresivo o de profundización, pero más intenso que el anterior.

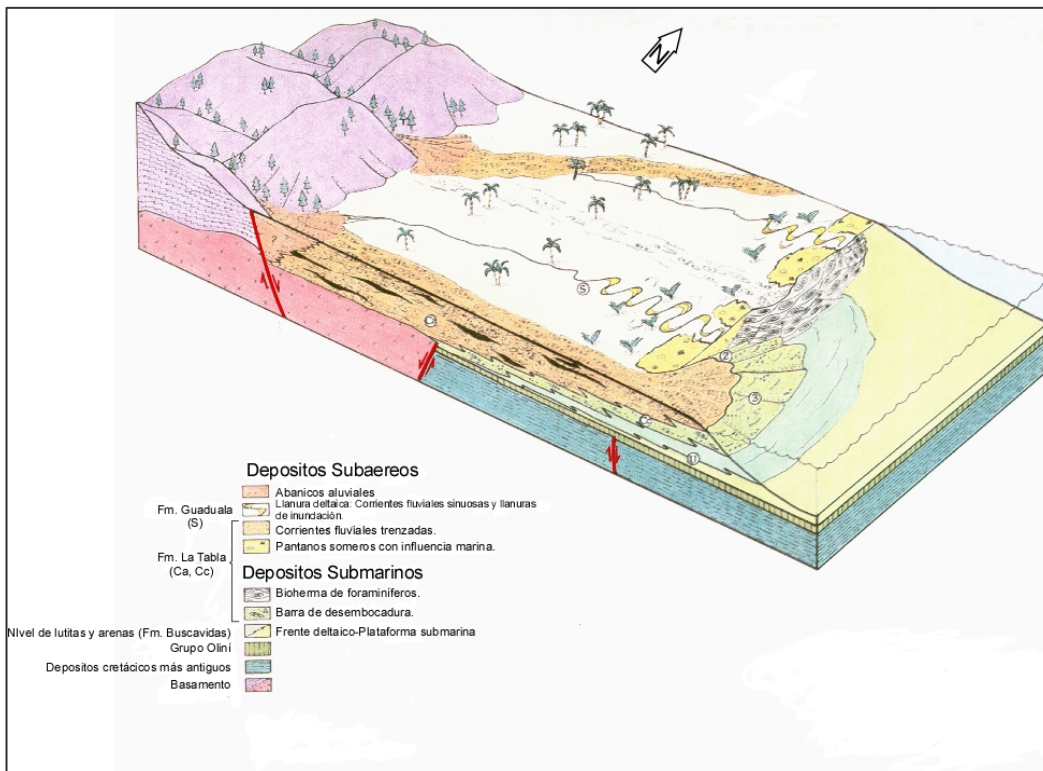
Posterior a este ciclo continúa aumentando el nivel del agua, mostrado por un cambio transaccional relativamente lento hacia facies de *shales* depositados en ambientes un poco más profundos (Bambucá **Shale**), que cambian luego a facies de calizas pelágicas (La Luna), depositadas en una plataforma distal, este punto indica la máxima profundidad del nivel del agua en el Cretáceo (MFS) (Figura 36), durante el final del Cenomaniano y el Turoniano Temprano, siendo este un evento regional de máxima inundación en el área, el cual se extendió a Venezuela, Perú y Ecuador (Fabre, 1985).



**Figura 36.** Ambientes depósito para la Formación Caballos (medio (Kc2) y superior (Kc3)) y el Grupo Villeta. Tomado de ICP, 2000.

Después de este evento de máxima inundación el nivel de las aguas empezó de nuevo a decrecer, mostrado con el incremento en la presencia de sedimentos detríticos finos, encontrados hacia el tope del Grupo Villeta, durante mediados del Turoniano a finales del Coniaciano, representando un cambio relativo tectono-eustático del nivel del mar (Villamil, 1994).

Entre el final del Coniaciano y el Santoniano la transición del Miembro Superior del Grupo Villeta, depositado en el interior de la plataforma a La Lidita Inferior, Miembro Inferior del Grupo Oliní, depositado en lo más profundo de la plataforma intermedia (Jaramillo y Yépez, 1994; Ramírez y Ramírez, 1994). Un máximo de inundación fue alcanzada durante la depositación de La Lidita Inferior. Durante el Santoniano e inicios del Campaniano, se presenta la regresión y progradación de las arenitas (Arenitas del Cobre, descritas por Barrio y Coffield, 1992; Villamil, 1994) y *shales* pertenecientes al Miembro Intermedio del Grupo Oliní en aguas poco profundas. El final de la secuencia cretácea se encuentra representado por la formación la Tabla la cual se depositó en ambientes poco profundos de plataforma a bahía, y la progradación de la línea de costa. La arcillolitas y limolitas de La Formación Guaduala, registran la retirada final del nivel del mar, y el paso a una sedimentación fluvial a parálita (Figura 37) (Díaz Poveda, 1994a, b; Ramírez y Ramírez, 1994; Etayo Serna, 1994; Rodríguez y Castro, 1994).



**Figura 37.** Modelo de deposición para las formaciones la Tabla y Guaduala a finales del cretácico. Tomado de Gómez y Pedraza, 1994.

A finales del Cretácico e inicios del Cenozoico, el estilo estructural en el VSM cambió drásticamente a una tectónica compresiva que causó el levantamiento de la Cordillera Central desde el Cretácico tardío hasta el Oligoceno (Veloza et al.), lo cual crea un límite discordante con las unidades infrayacentes, causado probablemente por el levantamiento de los límites de la cuenca. Durante este periodo algunos sedimentos Cretáceos y Paleocenos fueron totalmente o parcialmente erodados (cf. Anderson, 1972; Caicedo y Roncancio, 1994). Erosión y bloques levantados por fallas de cabalgamiento, y crestas de anticlinales ocurrieron durante la deformación iniciando el fin del Cretáceo y se incrementaron durante el Eoceno Temprano. La mega secuencia Cenozoica del VSM fue depositada en un dominio netamente continental. Dos sistemas de cabalgamiento y plegamiento están presentes en el VSM (Blutler y Shamel, 1988): El sistema de la Cordillera Central, con transporte tectónico hacia el este, activado durante el Eoceno a Oligoceno, y el sistema de la Cordillera Oriental, con transporte tectónico hacia el oeste, activado durante el Mioceno (Blutler y Shamel, 1988). Durante el Eoceno al Oligoceno la cuenca ha sido interpretada como una cuenca de antepaís (*Foreland*) con sedimentos derivados de los levantamientos y la deformación de los cabalgamientos de los bloques levantados de la Paleocordillera Central (Cooper et al., 1995). Mientras las evidencias de la deformación local y levantamiento del área de la Cordillera Oriental han ocurrido desde el Paleógeno (Gómez, 2001; Sarmiento y Rojas, 2001). Durante el Mioceno, los sedimentos fueron derivados de los cabalgamientos de los bloques levantados tanto de la Cordillera Central como Oriental, y la cuenca llegó a ser intramontana (Sarmiento y Rojas, 2001).

En el Mioceno, comienza el levantamiento definitivo de la cordillera Oriental y el relleno del VSM continúa con importantes depósitos derivados de la cordillera central, la cual aporta el material volcánico que constituye el Grupo Honda (Figura 15). La compresión alcanza su clímax durante el Mioceno-Plioceno, causando plegamiento, fallamiento y erosión de los sedimentos acumulados recientemente.

El final del Terciario está marcado por una intensa actividad volcánica en la cordillera central, la cual continúa intermitente hasta hoy. (Bloque Coyaima, 1989).

## **11. GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO**

### **11.1 ROCA GENERADORA**

En el VSM la principales rocas responsables de la expulsión de hidrocarburos, son dos intervalos comprendidos dentro del Grupo Villeta (formaciones Tetuán y La Luna), como de algunas otras manifestaciones reportadas en los informes de los pozos Suárez 1 y Villarrica 1 (Sarmiento y Rangel, 2003), provenientes de el Miembro Intermedio de L a Formación Caballos y de la parte baja de los depósitos Cetáceos en la parte norte de la cuenca. Además de esto como de la presencia de manifestación de hidrocarburos en lilitas con alto contenido de hidrocarburo, las cuales presentan expulsión y posterior migración a través de sus planos de estratificación y sistema de diaclazamiento.

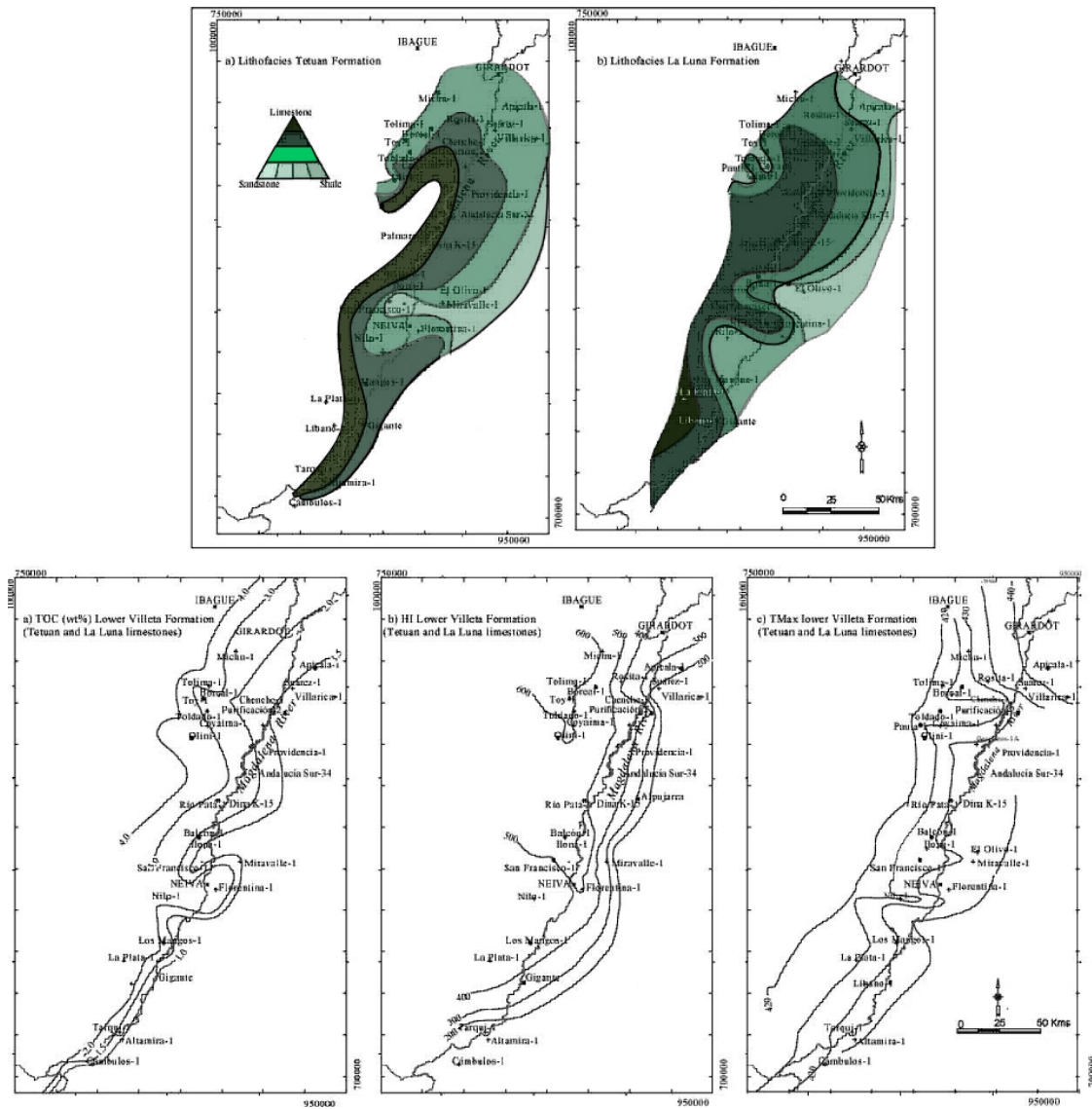
Los contenidos de cantidad de materia orgánica total (COT) presente en las dos principales rocas generadoras de hidrocarburos (Formaciones Tetuán y La Luna), varían entre el 1 al 4 %, con variaciones de los índices de hidrogeno entre los 100 a 650 mg HC/gC, en donde la mayoría de los valores excede los 200 mg HC/gC. Presentándose mezcla entre kerogenos, donde predominan primordialmente el aporte de materia orgánica producto de algas, sobre la materia orgánica terrígena, con porcentajes mayores de de COT e índices de hidrogeno, encontrados en las rocas dístales de composición pelágica calcárea (Sarmiento y Rangel, 2003).

Los mapas de litofacies de distribución de las formaciones Tetuán y La Luna (Figura 38), son similares, mostrando el predominio de calizas micríticas pelágicas (Facies de plataforma distal oeste) y algunos registros sedimentarios, presentes en el este del área (Facies de plataforma proximal este). En el pozo San Francisco 1, se presenta un nivel de arcillositas ricas en materia orgánica terrígena,

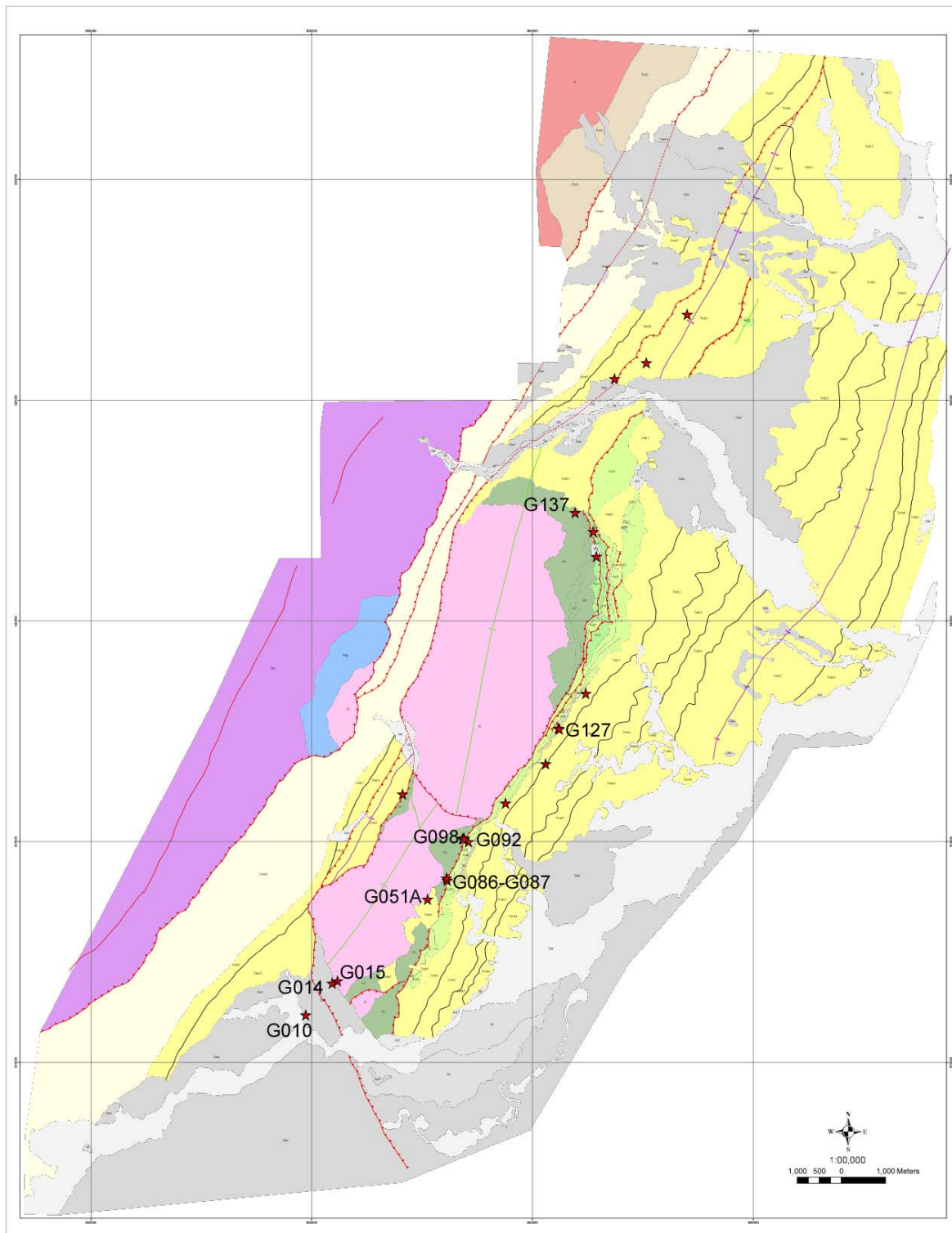
probablemente originada durante un pro-delta y hacia el noroeste depositación tubidítica. Los mapas de TOC y el índice de hidrógeno (Figura oo), de la parte baja del grupo villeta evidencian que hacia el noroeste carbonatos derivados de origen planctónico presentan abundante contenido de COT (entre el 1 y 4%). Los valores de los índices de hidrocarburos se incrementan en esta misma dirección reflejando que la parte pelágica distal de la cuenca caracterizada por condiciones deficientes de oxígeno en el piso del mar (Facies de plataforma distal, cf. Sarmiento y Rojas, 1989). Hacia el este los decrece los contenidos de COT, el índice de hidrogeno y los carbonatos planctónicos y se incrementa los detritos arcillosos producto de la proximidad con la zona del litoral, lo cual lleva consigo aguas poco profundas, mas oxígeno y mezcla de sedimentos producto de tormentitas (Facies de plataforma proximal, Etayo y Serna, 1994; Sarmiento y Rojas, 1989). Como resultado de todas estas interacciones descritas anteriormente podemos concluir que estas formaciones contienen un Keroseno de tipo II.

## **11.2 MANIFESTACIONES SUPERFICIALES**

La presencia de hidrocarburos encontrados en superficie en el área, están reflejados por la presencia de rezumadero activos e inactivos en las formaciones Saldaña, Caballos, el Grupo Villeta, la parte superior del Grupo Oliní, La Tabla y algunos intervalos terciarios, así como la presencia de nacimientos de agua, los cuales se encuentran con aparente contaminación por hidrocarburos (Figura 39) (Fotografías 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34). Estos pueden presentar relaciones de tipo estructural y estratigráfico, con presencia de flujos continuos como en los rezumaderos encontrados en las formaciones Caballos, La Tabla y algunos intervalos Terciarios, como también de la presencia de hidrocarburo seco, rellenando diaclasamiento en los grupos Villeta y Oliní.



**Figura 38.** Distribución de litofacies de las formaciones Tetuán y La Luna. En la parte inferior, se muestra la distribución de los contenidos de COT e índices de hidrogeno.



**Figura 39.** Mapa de rezumaderos del área.



**Fotografía 23.** Rezumadero activo en el nacimiento de aguas, las cuales se encuentran con caminadas con hidrocarburo, proporcionándole el color negro a plateado a estas (G010).



**Fotografía 24.** Hidrocarburo seco en limmotitas compactas de la Formación Honda (G014).



**Fotografía 25.** Cuerpo ígneo de tonalidad oscura, producto de la migración de hidrocarburos por diaclasamiento. Formación Saldaña (G015).



**Fotografía 26.** Rezumadero por planos de diaclazamiento y estratificación. Formación Honda (G051A).



**Fotografía 27.** Cuarzoarenitas, con porosidad buena, impregnadas de hidrocarburo, el cual se encuentra fluyendo. Formación Caballos (G015).



**Fotografía 28.** Rezumadero activo, el cual presenta migración de hidrocarburos a través de la roca. Formación Caballos (G015).



**Fotografía 29.** Derrame de hidrocarburo, cerca del contacto discordante entre las formaciones Saldaña y Caballos (G015).



**Fotografía 30.** Capas y laminas de liditas tabulares (Lidita Superior), con alternancia de colores claros y oscuros, producto de la, expulsión y posterior migración de los hidrocarburos a través de las capas (G092).



**Fotografía 31.** Resumadero activo, con fuerte presencia de olor a gas, proveniente de una grieta. Formación Caballos (G098).



**Fotografía 32.** Cuarzoarenitas y conglomerados, los cuales se encuentran altamente impregnados, los cuales se encuentran fluyendo a través de la porosidad de la roca. Formación La Tabla (G127).



**Fotografía 33.** Cuarzoarenitas impregnadas de hidrocarburos, pertenecientes a la Formación Caballos (G137).



**Fotografía 34.** Rezumadero activo, en nacimiento de agua (G167).

### **11.3 RESERVORIOS**

De acuerdo con las características faciales presentadas por las unidades litoestratigráficas encontradas, las rocas que presentan las mejores características para desempeñarse dentro de un sistema petrolífero como roca reservorio son las areniscas pertenecientes a La Formación Caballos y La Tabla.

En la Formación Caballos en sus miembros inferior y superior, siendo este último el de mejores condiciones faciales, debido a su ambiente de depositación, el cual se encuentra primordialmente compuesto por cuarzo (95%), especialmente hacia el tope se observan niveles de cuarzoarenitas con porosidad visual de moderada a alta, selección moderada a buena y escasa o ausencia de matriz arcillosa. Presentando espesores que varían desde los 50 cm a 3 m, que favorecerían la acumulación de hidrocarburos. La Formación Caballos presenta algunas excepciones de estas propiedades en algunos cuerpos, aumentando o disminuyendo sus propiedades debido a la disolución de algunos minerales, que hacen parte del armazón de la roca, creando en ciertas ocasiones el aumento de porosidad por disolución (porosidad secundaria) o disminuyendo sus propiedades petrofísicas debido al aumento de la relación de la matriz versus los poros de la roca. La parte inferior de esta unidad localmente también presenta cuerpos arenosos y conglomeráticos que potencialmente podrían ser buenos reservorios, contando con la incertidumbre de la extensión lateral de dichos cuerpos, relacionada a su ambiente de depositación.

En segundo más importante reservorio es La Formación La Tabla, la cual se encuentra compuesta por conglomerados arenoso y clasto-soportados, y arenitas conglomeráticas localmente con cemento calcáreo y fragmentos de conchas, subredondeadas, a mal seleccionadas, las cuales representan un reservorio de buena calidad, con un espesor de 30 a 70 m.

Es interesante la presencia de manifestaciones de hidrocarburos en las arenitas de grano grueso presentes en el Río Luaní, pertenecientes a un miembro informalmente denominado en este estudio, las cuales presentan espesores entre los 2 a 6 metros, y bajo las condiciones ideales podrían representar una buena opción como reservorio.

Contando con la presencia de calizas (Grupo Villeta, formaciones Tetuán y La Luna) y los niveles de lilitas (Grupo Oliní, Los intervalos superior e inferior, compuestos por lilitas), encontrados y sus relaciones estratigráficas y estructurales, como sus respectivas descripciones tanto de campo como en los pozos que han perforado esta secuencia (CPI de Ortega), representan una alternativa, relacionada a los reservorios con porosidad secundaria, en este caso en particular por fracturamiento.

#### **11.4 ROCAS SELLO**

Los *Shales* y limonitas de grano fino del Grupo Villeta, son las principales rocas sello dentro del sistema Caballos-Villeta, normalmente, aunque pueden llegar a serlo para La Formación La Tabla, por la configuración estructural de la cuenca. Las lodolitas de la Formación Guaduala, ausentes en la cartografía del área, por la presencia de discordancias, las cuales borraron parte de esta eventos relacionado a el Eoceno Temprano y Mioceno, lo cual le resta capacidad como roca sello a La Formación Guaduala, para de manera dejarla localmente como roca sello.

#### **11.5 SOBRECARGA**

Dentro de estas se incluyen rocas tanto del Cretáceo como del Terciario, las cuales se encuentra suprayaciendo las principales rocas generadoras, pertenecientes a l Grupo Villeta.

## **11.6 TRAMPAS**

Los tipos de trampas asociados en el área, son de tipo estratigráfico y estructural asociada a los bloques yacentes de los grandes cabalgamientos presentes en la zona, producto de algunas fallas como la del Vergel, El Azucaral, Toy, entre otras, de acuerdo con la interpretación de las secciones sísmicas.

## **11.7 CARTA DE EVENTOS**

La carta de eventos de los sistemas petrolíferos (Figura 40) muestra los elementos y los procesos responsables para la formación de campos en el área, los cuales ocurrieron durante el Cretáceo y Terciario. La formación de trampas se produjo antes o durante la expulsión de los hidrocarburos.

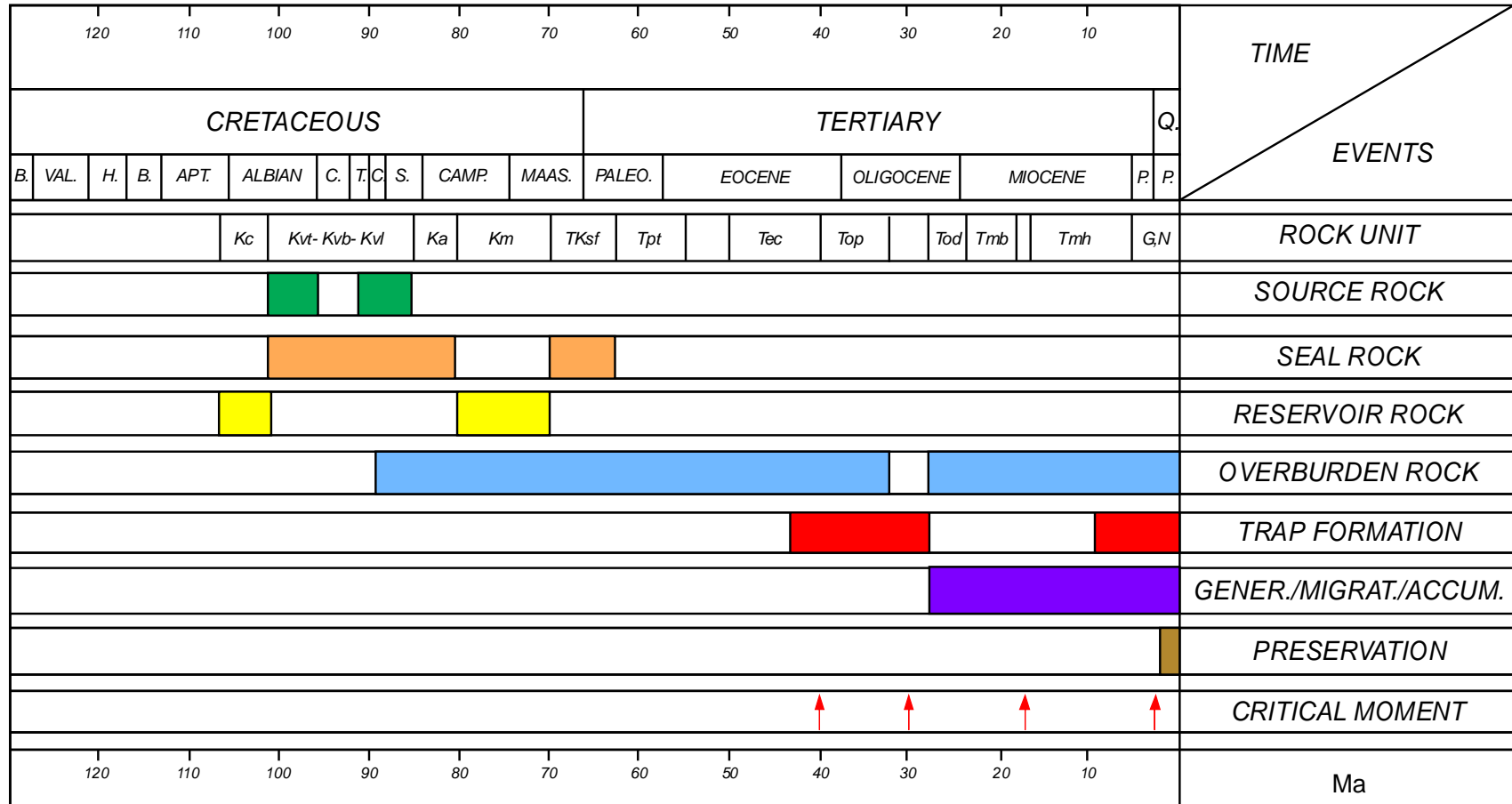


Figura 40. Carta de eventos de los sistemas petrolíferos de la zona de estudio (información personal, geoquímica Hocol S.A., 2006).

## 12. CONCLUSIONES

Se llevo a cabo la cartografía geológica de 415,6 km<sup>2</sup> de la parte sur occidental del Bloque Doima. La cartografía geológica elaborada es el resultado de la fotointerpretación en la estación de trabajo Virtuozo IGS, en la cual se cargo toda la información anterior y obtenida en este trabajo, así como de los programas sísmicos realizados (Trazo de las líneas sísmicas) y la ubicación geográfica de los pozos existentes en el área, permitiendo de esta manera generar un modelo geológico mas estructurado del área, soportado por el amarre de la geología de superficie con la geología de subsuelo, mediante la interpretación de tres líneas sísmicas.

La revisión geológica minuciosa del área en la estación fotogramétrica, en las transectas realizadas en campo y en las líneas sísmicas analizadas permiten determinar, que esta se encuentra afectada por esfuerzos compresivos, los cuales generan seis zonas estructurales (A, B, C, D, E, F), que caracterizan la estructuración del área, y se encuentran delimitados por las fallas de Calarma, del Vergel, y otras fallas que no afloran en superficie, las cuales crean seis bloque tectónicos.

En el flanco oriental del Anticlinal del Azucaral se evidencio el trazo rectilíneo de la falla del Azucaral (Olaya), debido a valores en su plano superiores a los 70°, enmarcándola como de tectonica de lamina gruesa, con trasporte tectónico hacia el oriente, y como un retrocablagamiento (Back thrust) de la falla del Vergel, la cual genera un pop up del basamento (Formación Saldaña) que se encuentra constituyendo el núcleo del anticlinal mencionado con anterioridad, poniendo en contacto rocas cretácicas con rocas cretácicas (Formación Caballos, con el Miembro intermedio del Grupo Oliní (Arenitas del Cobre o Aico Shale)) como rocas Jurasicas con rocas cretáceas ( Formación Saldaña con rocas pertenecientes a

los grupos Oliní y Villeta). Esta falla se encuentra truncada por fallas de menor ángulo que se encuentran hacia la parte nororiental del anticlinal del Azucaral.

Las evidencias sísmicas regionales indican la no presencia del Grupo Gualanday en el área, al estar erodado, por un fuerte periodo de levantamiento que dio paso a la depositación de la Formación Honda, como se puede evidenciar en la truncación y cambio de buzamiento de los reflectores observados en la sísmica.

En la cartografía geológica realizada se identificaron seis miembros, que integran a la Formación Honda, a los cuales se les definió aspectos fotogeológicos (Tonos, drenajes, texturas, etc.), litológicos y sedimentológicos.

La Subcuenca de Girardot se interpreta como un sistema de cabalgamientos con transporte tectónico hacia el Este en el flanco W del valle (En este sector se encuentra comprendida el área de estudio), y hacia el W en el flanco E del mismo. Este transporte fue originado por un marco tectónico compresional relacionado directamente con el levantamiento de las Cordilleras Central y Oriental, estableciéndose que el estilo estructural del área está asociado con un modelo de esfuerzos transpresivos.

Las principales estructuras encontradas en el área, como los pliegues tienen una dirección NE-SW, y se encuentran asociados o en ocasiones limitados (Generalmente) por fallas de cabalgamientos, en la misma dirección, generando áreas que se encuentran sometidas a una gran compresión, como el dominio Central, donde el sinclinal de Chiquinima, remplaza su eje por fallamiento, debido a los grandes esfuerzos sufridos por este sector.

Dentro de los sistemas de cabalgamiento se encuentran se encuentran definidos dos sistemas, uno de tectónica de lamina gruesa, asociado, con cabalgamientos de alto ángulo que involucran rocas de edad pre-cretácea y cretácea y la segunda

ocurre en las zonas dúctiles correspondientes a los niveles lodosos de la Formación Villeta y el nivel intermedio del Grupo Oliní.

En las secciones sísmicas interpretadas se aprecian cabalgamientos con alto ángulo, en rocas como anteriormente se dijo, correspondiente al pre-cretáceo y cretáceo, las cuales transfieren su movimiento a estos niveles dúctiles, para crear zonas con replegamiento y cabalgamientos de bajo ángulo.

Debido al uso de diferentes nomenclaturas estratigráficas usadas en el área, producto de que el límite de la Subcuenca de Girardot con el Valle Medio del Magdalena (VMM), se presentan una gran diversidad de nomenclaturas estratigráficas, las cuales, introducen incertidumbre a las unidades formuladas informalmente para el Terciario aflorante en esta área, las cuales difieren en cuanto a la formulación de las mismas como a la utilización de los términos para designarlas, dependiendo de quién haya hecho la cartografía y como haya sido usado esta nomenclatura.

Se corroboraron los correctos amarres de los reflectores de la sísmica con la geología de superficie, generando un modelo consistente capas que soporta la interacción de las unidades, desde el punto estratigráfico con el modelo estructural del área, mediante la realización de tres cortes geológicos perpendiculares al rumbo predominante de las estructuras.

Dentro del área, mas estrictamente se en el anticlinal del Azucaral se aprecia hacia su parte norte, donde la estructura presenta cabeceo, la presencia de otro anticlinal, correspondiente a una deformación mas reciente que el anterior.

### **13. RECOMENDACIONES**

Con el fin de tener una certeza en el modelo planteado, el cual involucra a la geología de superficie con la geología del subsuelo, y más estrictamente para las unidades Terciarias informalmente denominadas en este trabajo (Miembros pertenecientes al Grupo Honda), se plantea realizar las siguientes acciones:

Realizar un estudio estratigráfico del área, el cual involucre dataciones, AFTA, dataciones radiométricas petrografía, entre otras para las diferentes unidades con énfasis en las unidades Terciarias, para de esta forma entender mejor la evolución tectono-estratigráfica del área.

Realizar una integración de la geología de superficie obtenida con un control más detallado de las líneas sísmicas que se encuentran en el área, para de esta manera tener un modelo más aproximado del área.

Levantar columnas detalladas del Terciario en el área con el fin de realizar estudios y correlaciones de estas secuencias con las identificadas en otras áreas y así encontrar evidencias que permitan datar estas unidades y establecer las relaciones crono estratigráficas necesarias para establecer su verdadero papel dentro de la evolución geológica de la Subcuenca de Girardot .

## REFERENCIAS CITADAS

A COLOR ILLUSTRATED GUIDE TO CONSTITUENTS, TEXTURES, CEMENTS AND POROSITIES OF SANDSTONES AND ASSOCIATED ROCKS, 1981. AAPG Memoir 28. Printed by Rogers Litho. Tulsa, Oklahoma.

ALVAREZ, J; CORDANI, U., 1980. Oreanvruab Basement within the septentrional Andes: age and Geological Evolution. 26th Geological Congress, abstracts. Paris.

AMARIS, V; TORRES, A., 1995. Estratigrafía y caracterización petrográfica de la denominada Formación Caballos entre los municipios de Neiva y Colombia en el Departamento del Huila-Colombia. Tesis de Grado. Univ. Nal. Bogotá.

BARTOK, P., REIJERS, T. J., & JUHASZ, Y., 1981, Lower Cretaceous Cogollo Group, Maracaibo Basin. American Association Petroleum Geologist Bulletin v 65. Venezuela. 1110-1134 p.

BARRERO, D. 1969. Guías para identificar rocas ígneas y metamórficas a partir de fotografías aéreas en la mitad norte de la Cordillera central. Petrográfica del Stock de Payandé y metamórficas asociadas. Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. Boletín Geológico V. 17 (1-3) 173p.

BAYONA, G.; GARCÍA, D.; MORA, G. 1994. La Formación Saldaña Producto de la actividad de estratovolcanes en un dominio de retroarco. En: Estudio Geológicos del Valle Superior del Magdalena. U Nal - ECOPETROL. Bogotá. Publ. esp, I-1, I-21.

BAYONA, G.A.; GARCÍA, D.F; MORA, G., 1992. Estratigrafía detallada de la Formación Saldaña en su sección tipo, carretera Ataco-Planadas. Tesis. Univ. Nal. Bogotá.

BEDOYA, A & TORO, L. 2001. Petrografía de las metamórficas del flanco oriental de la Cordillera Central, entre el municipio de Mariquita y Río Lagunillas, Departamento del Tolima. Memorias 8 Congr. Col. Geol.

BELTRÁN, N; GALLO, J. 1968. The Geology of the Neiva Sub-Basin Upper Magdalena Valley, Southern portion. Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicist.

BELTRAN, N., & GALLO, J., 1968, Guidebook to the geology of the Neiva Sub-Basin Upper Magdalena Basin (southern portion): Colombian Soc. Petr. Geol. Geoph. (1979) Annual field Conf., v. 9, 1-29 p.

BUCHELI, I; GONZALEZ, M., 1986. Geología de los alrededores de Natagaima. Tesis Univ. Nal. Bogotá. 91 p.

BUTLER, K.R. 1983. Andean type foreland deformation: Structural development of the Neiva Basin, Upper Magdalena Valley, Colombia (Volumes I and II) Tesis PhD. Ann Arbor Univ. Michigan.

CAJAS, L., 2003. Estudio petrográfico de la Formación Saldaña entre los Municipios de Alpujarra y Natagaima. Tesis Univ. Nal. Bogotá.

COLLINSON, J.& THOMPSON, 1993. Sedimentary structures. Second Edition, Edit. Chapman & Hall. 207p.

CAROZZI, A., 1960. *Microscopic Sedimentary Petrography*. John Wiley & Sons, Inc. New York and London.

CAROZZI, A., 1993, *Sedimentary Petrology*, Prentice Hall. 1-263 p.

CARRILLO, G.; FLORES, J., 1992. Comparación estratigráfica de las sedimentitas de la llamada Formación Caballos de Ortega, Chaparral, Alpujarra, Dolores y Yaguará. Tesis de Grado. Univ. Nal. Bogotá.

CEDIEL, M.F.; UJUETA, L.G.; CACERES, C.G., 1981. Las formaciones Luisa, Payandé, Saldaña, sus columnas estratigráficas características (The Luisa, Payande, Saldana formations, their characteristic stratigraphic columns). *Geologica Norandina*. Bogotá

CHAFETZ, H., & REID, A., 2000, Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals: *Sedimentary Geology* v.136 29-42 p.

CORRIGAN, H. 1967. *The Geology of the Upper Magdalena Basin (Northern Portion)*. Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicist. *Geological Field Trips*.

CROSS, T.; RAMON, J., 2002. Stratigraphic analysis of the Caballos Formation, Upper Magdalena Valley, Colombia. Informe interno HOCOL S.A.

DENGO, C.; COVEY, M., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia. *AAPG Bull.* 77/8: 1315-1337 p.

DI GULIO, A.; CARRAPA, B., 2000. The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonnoliite Group. Southern Alps, Italy. *Sedimentary Geology*.

DICKINSON, W. 1982., Composition of Sandstones in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V 66, N° 2.

DICKINSON, W.R.; SUCZEK, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. AAPG Bulletin. V 63, N°12 : 2164-2182.

DOTT, R., 1964, Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?: Journal Sedimentary Petrology, 34, p 625-632.

ESTRADA, A. 1972. Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes. Mscr. Thesis Standford Univ. 1-115. California.

ETAYO, F., 1964, Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. Boletín Geológico, Universidad Industrial de Santander, n 16-17, pp. 5-141, 8 fig., Bucaramanga.

ETAYO, F., RENZONI, G., & BARRERO, D., 1969, Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia: Primero Congreso Colombiano de Geología, Memorias, pp. 217-252.

ETAYO-SERNA, F.; et al. 1985. Proyecto cretácico. Publicación Geológica esp N° 16. INGEOMINAS. Bogotá.

ETAYO, F; FLOREZ, J. 1994. A modo de historia Geológica del Cretácico en el Valle Superior del Magdalena. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá. 92

ETAYO F. & CARRILLO, G., 1996, Bioestratigrafía del Cretácico mediante Macrofósiles en la sección El Ocal, Valle Superior del Magdalena. Geología Colombiana No. 20, pp. 81-92. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá-

FABRE, A.; DELALOYE, M. 1983. Intrusiones básicas cretácicas en las sedimentitas de la parte central de la Cordillera Oriental. Geol. Norandina 6: 19-28.

FABRE, A., 1985. Dinámica de la sedimentación Cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). En Guerrero et al. The Stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin. 2000. Geología Colombiana N° 25.

FLORES, J; CARRILLO, G. 1994. Estratigrafía de la sucesión litológica basal del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

FOLK, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v 43, 1-38 p.

FOLK, R., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin Texas. Hemphill's Book Store. 170p.

FOLK , R., 1980. Petrology of sedimentary rocks. Austin Texas. Hemphill's Book Store. 180p.

FORERO, A., 1970. El Paleozoico superior del flanco oriental de la Cordillera Central. Geología Norandina N°7. Bogotá

FLÓREZ J. Y CARRILLO G., 1994. Estratigrafía de la Sucesión Litológica del Cretácico del Valle Superior del Magdalena, Capitulo II, Universidad Nacional de Colombia, patrocinado por ECOPETROL, p 25.

GEOLOGICAL FIELD TRIPS, Colombia 1959-1978.

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 1991, The Rock-Color Chart Committee.

GEOESTUDIOS. 2001. Memorias. Mapa geológico de Colombia. Plancha 414-El Doncello. INGEOMINAS. Bogotá

GUERRERO, B.R.; TAMARA, A. 1982. Petrografía de los intrusivos Triásico-Jurásicos y sus relaciones con la Formación Saldaña al Occidente de Dolores (Tolima). Tesis de Grado. U. Nal. Bogotá.

GUERRERO, J.; SARMIENTO, G; NAVARRETE, R, 2000. The Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of Selected Areas and Type Localities Including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras. Geología Colombiana, 25. 45 – 109 p.

HERNANDEZ, J; CRISTANCHO, M., 1989. Contribución al conocimiento geológico de la estructura del Valle Superior del Magdalena a partir de cortes geológicos basados en información del subsuelo y datos de superficie. Tesis de Grado. Univ Nal. Bogotá

HOCOL S.A. & DUNIA CONSULTORES 2003, Levantamiento de Columnas Estratigráficas en el área de Ortega (Tolima), sectores Campo Tetuán y Cerro El Neme

IRVING, E. M., 1975, Structural Evolution of the northernmost Andean, Colombia: U. S. Geological Survey Profesional Paper.

JORDAN, E. T., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., and Ando, C. J., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate: Geological Society of America Bulletin, v. 94.

KELLOGG, J. N., and Bonini, W. E., 1982, Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate: Tectonics, v.1.

LOPEZ, M.; MURILLO, A.; TELLEZ, R., 1978. Relación (espacio-tiempo) entre el Batolito de Ibagué y el Grupo Payandé en el área comprendida entre Río Blanco y Ataco en el Departamento del Tolima. Tesis Univ. Nal. Bogotá.

MACELLARI, C.E., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. Journal of South American Earth Sciences. V 1 N° 4: 373-418 p.

MACÍA, C.; MOJICA, J.; COLMENARES, F., 1985. Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle Superior del Magdalena. Geología Colombiana N° 14 Bogotá.

MAQUINE, G & NUÑEZ, A., 1999. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Neises y Anfibolitas de Tierradentro. INGEOMINAS. Bogotá.

MAXWELL, J.C., 1964. Influence of depth, temperatura and geologic age on porosity of quartzose sandstone. AAPG Bull. V 48. 697-709 p.

McLANE, M., 1995. Sedimentology. Oxford University. Oxford.

MILNER, H., 1940. Sedimentary Petrography. 3th edition. Woobridge Press Ltd, Guilford.

MOJICA, J.; FRANCO, R., 1990. Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena. Geología Colombiana N° 17. Bogotá.

MOJICA, J.; HERRERA, C., 1986. Estratigrafía, facies y direcciones de aporte de la Formación Luisa en la región de Rovira (Tolima). Geología Colombiana N° 15. Bogotá.

MOJICA, J.; MACÍA, C., 1981. Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví. Mesozoico de la región entre Prado y Dolores. Geología Colombiana N° 12. Bogotá.

MOJICA, J.; MACÍA, C., 1982. Geología del extremo NE de la Cuenca de Neiva (Valle Superior del Magdalena, región de Prado-Dolores. Tolima) 21 Annual Field Trip. Col. Sc. Petrol. Geol. and Geophy, 1. 45p. Bogotá.

MOJICA, J.; BAYER, K., 1987. Características esenciales del Valle Superior del Magdalena, una cuenca Cretácica interandina de Colombia. Aporte Proyecto IGCMUNESCO 242, Cuencas Petrolíferas Cretácica de América Latina, Tucumán.

MOJICA, J.; DORADO, L.C., 1987. El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes colombianos. In: VOLKHEIMER, w.; MUSACCHIO, E. (eds) Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur 1, El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos, Mendoza.

MOJICA, J.; LLINAS, R.D., 1984. Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del Valle Superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira y en especial sobre la estratigrafía del Miembro Chicalá (Parte baja de la Formación Saldaña). Geol. Col. N°13. 81-127. Bogotá.

MOJICA, J.; KAMMER, A.; UJUETA, G., 1996. El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de excursión al Valle Superior del Magdalena. Geología Colombiana N° 21. Bogotá.

MOLINA, J.D., 1978. Cartografía, petrología, prospección geoquímica y ocurrencias minerales de parte de las Planchas 236-III-D y 282-I-B, Municipios de San Antonio y Chaparral, Departamento del Tolima. Tesis Univ. Nal. Bogotá.

MORA, J.A., 2003. Modelo estratigráfico para el Cretácico basal (Aptiano-Albiano) en el norte de la Sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena, Colombia. VII Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en la Cuencas Subandinas. V2. 309-326p.

MOJICA, J. & FRANCO, R., 1990, Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia, Geología Colombiana 17. Bogotá. 41-64 p.

NELSON, W., 1959. Contribution to the geology of the Central and Western Cordilleras of Colombia, in the section between Ibagué and Cali. Leidse Geology Mededelingen, Deel. Leiden. 1-75 p.

NELSON, W., 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol. 10 (1-3). . Bogotá. 101-202 p.

NUÑEZ, A., 1986. Petrogénesis del Batolito de Ibagué. Geol. Col N°15. Bogotá. 35-48 p.

NUÑEZ, A., 1998. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Batolito de Ibagué. INGEOMINAS. Ibagué.

NUÑEZ, A; BOCANEGRA, A; GOMEZ, J., 2001. Los Plutones Jurásicos del Valle Superior del Magdalena (Colombia). VII Congreso Colombiano De Geología. INGEOMINAS. Bogotá.

OLAYA, I, D; REYES, J, P; RUBIANO, J, L. 2000. Informe Técnico Evaluación Integrada del Tren de Producción de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, Departamento del Tolima. Instituto Colombiano del Petróleo, División de Exploración y Producción Área de estratigrafía, Vicepresidencia de Exploración y Producción Gerencia del Alto Magdalena Piedecuesta Santander.

OSORIO, C; DE FREITAS M; TELLEZ, G; AMARAL, J., 2003. Paleogeography during the Apitan – Albian in the Neiva Subbasin (Upper Magdalena Basin, Colombia). VII Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en la Cuencas Subandinas. V2. 331-338 p.

PEÑA, H.R.; VARGAS, C.D., 1989. Análisis facial de las sedimentitas almacenadoras de aceite del Aptiano-Albiano. Formación Caballos- En la región de Ortega-Tetuán, Departamento del Tolima, Cuenca del Valle Superior del Magdalena. Tesis de Grado. Univ. Nal . Bogotá.

PEMBERTON G., VAN WAGONER J., AND WACH G., 1992, Ichnofacies of a wave-dominated shoreline: in Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop ed. Pemberton G. 339-382 p.

PENNINGTON, W. D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America: Journal of Geophysical Research, v. 86, no. B11.

PETTIJON; et al., 1973. Sand and Sandstone. Springer-Verlag. NY, Heidelberg Berlin.

PORTA, J., 1965, Estratigrafía del Cretácico superior y Terciario en el extremo S del Valle Medio del Magdalena. Boletín de Geología, Univ. Ind. Santander, nº 19. Bucaramanga. 20-22 p.

RAMON, J.C., ROSERO, A., (2006). Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot, Journal of South American Earth Sciences, doi:10.1016/j.jsames.2006.07.012.

RAMÓN, J.C.; FAJARDO, A., 2004. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Caballos, Subcuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena. HOCOL S.A.

REINECK, H., AND SINGH, I., 1980, Depositional Sedimentary Environments: Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 1-551 p.

RENZONI, G., 1994. Catálogo de las unidades estratigráficas de Colombia (Unidades Litoestratigráficas) Formación Caballos. INGEOMINAS. Bogotá.

SCHAMEL, S., 1991. Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. In K.T. Biddle, Ed., Active margin basins. AAPG memoir 52. 283-301 p.

SILLITOE, R.H. et al., 1982. Settings, characteristics and age of the andean porphyry copper belt un Colombia. Economic Geology, 77: 1937-1850.

SUAREZ, G., MOLNAR, P., BURCHFIEL, B.C., 1983, Seismicity, fault-plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia: Journal of Geophysical Research, v. 88, no. B12.

TOUSSAINT, J.F., 1995. Evolución Geológica de Colombia 2. Triásico - Jurásico. U. Nal. Medellín.

TOUSSAINT, J.J.; RESTREPO, J.J., 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los andes colombianos: Universidad Nacional de Medellín. Facultad de Ciencias. Boletín Ciencias de la Tierra N°1. 1-47 p.

TOUSSAINT, J.J.; RESTREPO, J.J., 1991. El Magmatismo en el marco de la evolución geotectónica. Simposio doble Magmatismo Andino y su Marco Tectónico. Manizales. 135-150 p. Memorias

TRUMPY, D. 1943. Precretáceo de Colombia. Informe INGEOMINAS I-412. Bogotá.

VERGARA, L., 1997. Stratigraphy, Foraminiferal Assemblages and Paleo Environments in the Late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia. Part I. Journal of South American Earth Sciences. Vol 10 N° 2.

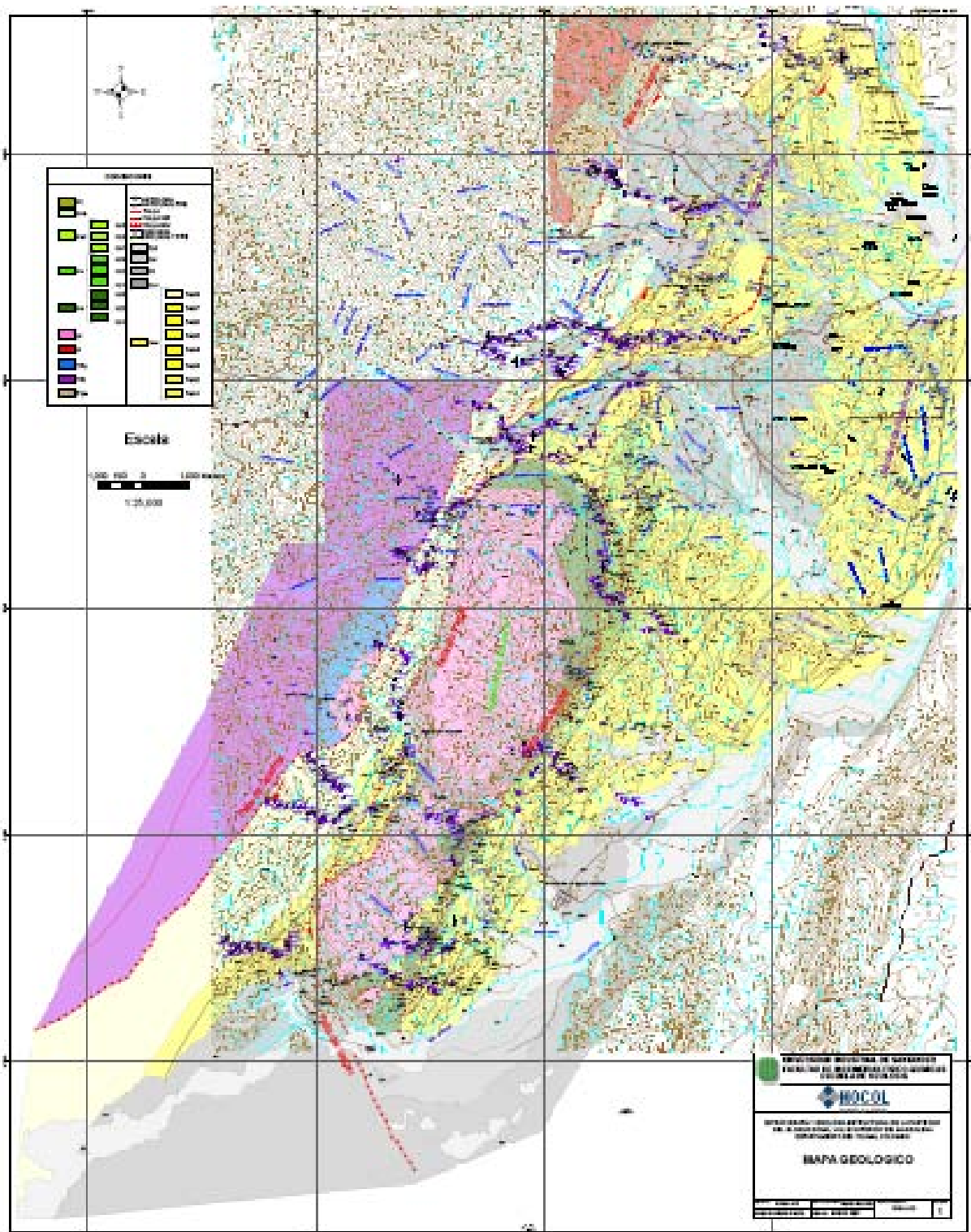
VERGARA, L., 1994. Stratigraphic, micropaleontologic and organic geochemical relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia. Tesis de Doctorado. Univ. Giessen

VILLAMIL, T., 1998, High Resolution stratigraphy, Chronology and relative sea level of the Albian – Santonian (Cretaceous) of Colombia. Tesis de grado University of Colorado at Boulder.

VILLAMIL, T.; et al., 1999. Plate Tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America. Geological Society of America. Special Paper 332. 191-202 p.

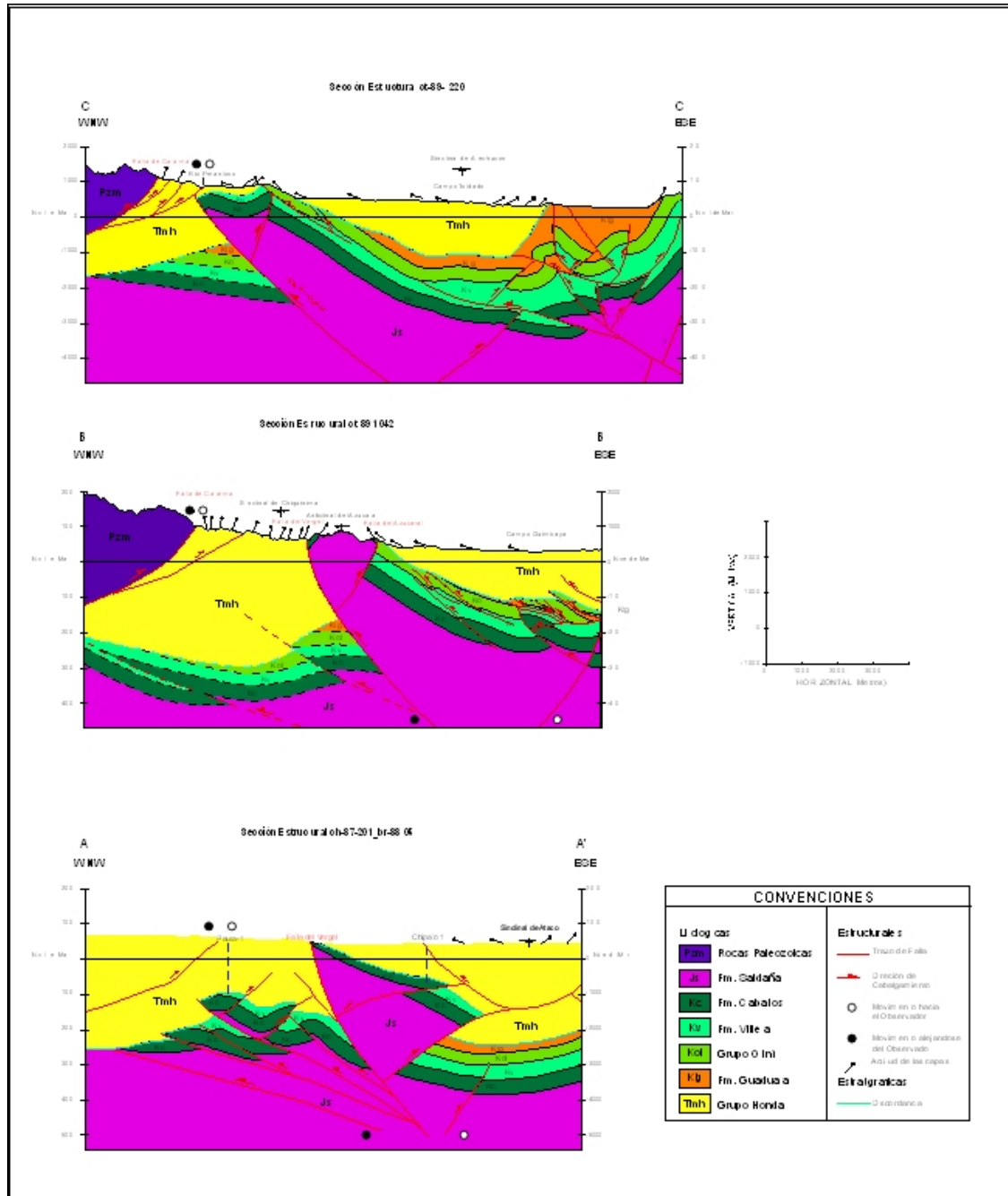
WENTWORTH, C., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: Journal of Geology v. 30. 377- 392 p.

## **ANEXOS**



Anexo 1. Mapa Geológico.





Anexo 3. Secciones Estructurales.