



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Evolución sedimentaria y estructural del Eoceno superior, Cordillera oriental de Colombia, Sur América

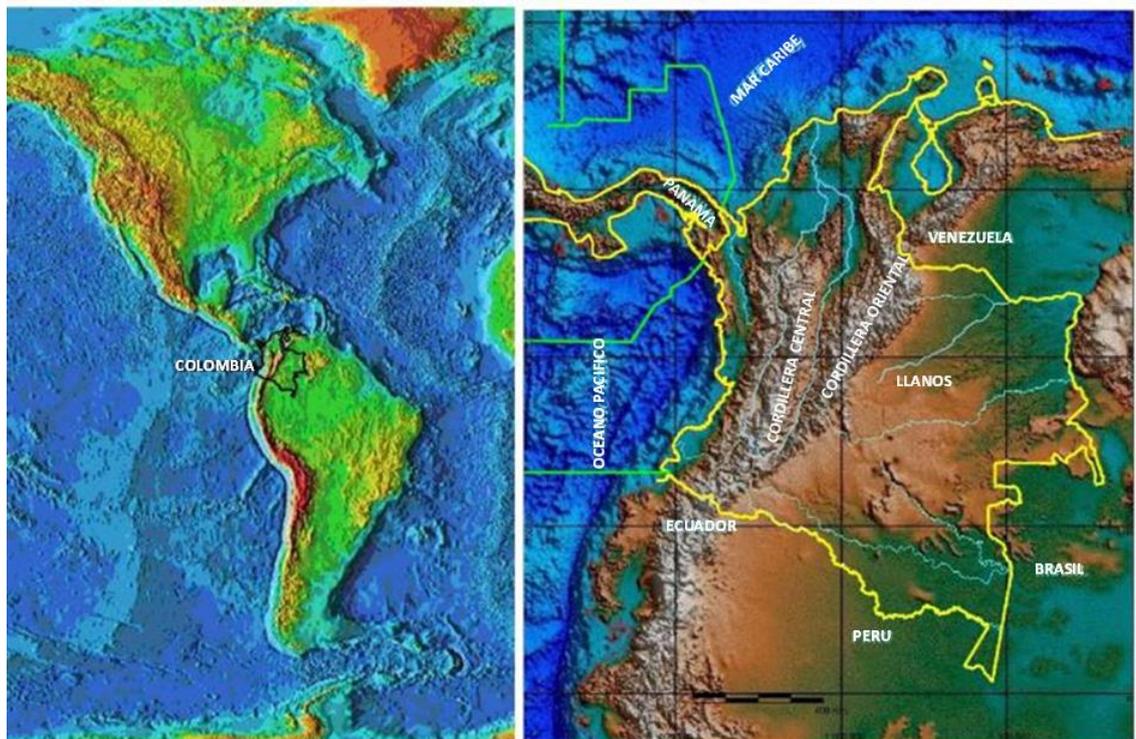
Leonardo Díaz Poveda

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

EVOLUCION SEDIMENTARIA Y ESTRUCTURAL DEL EOCENO SUPERIOR, CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA, SUR AMERICA



AUTOR
LEONARDO DIAZ POVEDA

DIRECTORES
DR. RAMON SALAS - DR. JAIME DE PORTA

2016



Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica
Programa de Doctorat en “Ciències de la Terra”
Universitat de Barcelona

Evolución sedimentaria y estructural del Eoceno Superior, Cordillera Oriental de Colombia, Sur América

Leonardo Díaz Poveda

Tesis Doctoral dirigida por:

Dr. Ramón Salas Roig
Dpto. de Geoquímica, Petrologia i
Prospecció Geològica
Facultat de Geologia.
Universitat de Barcelona

Dr. Jaime de Porta
Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona

Barcelona 2016



Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica
Programa de Doctorat en “Ciències de la Terra”
Universitat de Barcelona

Evolución sedimentaria y estructural del Eoceno Superior, Cordillera Oriental de Colombia, Sur América

Memoria de Tesis Doctoral presentada por Leonardo Díaz Poveda para optar al Grado de Doctor en Geología. La Tesis se ha desarrollado en el marco del Programa de Doctorat en Ciències de la Terra, bajo la dirección del Dr. Ramón Salas y el Dr. Jaime de Porta

Leonardo Díaz Poveda

Dirigida por:

Dr. Ramón Salas

Dr. Jaime de Porta

Barcelona 2016

A la memoria de mi mami, y a mi Familia.

*En lo Profesional a mi país por patrocinar mis estudios y al cual
quiero hacer esta pequeña contribución de conocimiento.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar a mis directores Dr. Jaime de Porta y Dr. Ramón Salas por su guía y gran ayuda en la elaboración del trabajo, a los Dr. Fernando Etayo Serna, a la Dra. Nuria Sole de Porta por los análisis de palinología y sus comentarios a la Dra. Mary Cloman por la colaboración y comentarios en los análisis de Afta, al Dr. Luis E Ardila por sus comentarios a Los Geólogos Beatriz Ramos, Ricardo Rivera por su acompañamiento y comentarios.

A las personas que durante mucho tiempo me han acompañado en el campo primero al Dr. Armando Salazar por una formación de disciplina y rigurosidad en el trabajo de campo, a mis compañeros Adriana Abril quien con su tenzón me ayudo a aprender de la fortaleza y belleza que tiene la vida, a mis compañeros y amigos Gonzalo Carrillo, Mauricio Flórez, Elías Gómez, Mauricio Baquero quienes a través del tiempo me han ayudado de muchas formas en el desarrollo de metodologías de trabajo, a los geólogos Hermann Bermúdez, Martha Giraldo, Carlos Ortega, Carlos García, John Umaña quienes han sido compañeros de campo en las muy diferentes campañas emprendidas y de las cuales se obtuvo la información para la elaboración de este trabajo, al profesor Dr. Ramiro Díaz con quien he discutido y argumentado varios puntos de vista.

A los geólogos Miguel de Armas, Elvira Gómez, Germán Rodríguez, Alexis Rocero, Mario de Freitas, Jorge Molina, Julio Cristancho, Eduardo Cardozo, Cesar Iván Ballesteros, que con su apoyo he adquirido gran parte de la información para la elaboración del trabajo.

A Teresa Poveda, Sandra Díaz y Marcela Díaz, quienes con gran pericia me han ayudado a la digitalización de toda la información.

A mis amigas Helena Rubio y Amaya, quienes me apoyaron durante mi estancia en Barcelona y a todas las personas que en forma directa o indirecta me colaboraron.

A Ariana Ltda. que financió todo el proyecto.

En una forma muy personal agradezco a la ciudad de Barcelona por las hermosas vivencias.

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	9
CONTENIDO	11
FIGURAS.....	14
TABLAS.....	17
FOTOS.....	18
SUMMARY	19
RESUM.....	21
RESUMEN.....	23
1. INTRODUCCIÓN	25
1.1 Antecedentes.....	25
1.2 Objetivos.....	32
1.2.1 Justificación	34
1.3 Metodología	34
1.3.1 Recopilación y evaluación de la información	34
1.3.2 Trabajo de campo	35
1.3.3 Trabajo de Laboratorio.....	36

1.3.4	Trabajo de Gabinete.....	36
2.	MARCO GEOLÓGICO.....	37
2.1	Localización.....	37
2.2	Tectónica de Placas	38
2.3	Marco Regional.....	43
2.4	Estratigrafía del Eoceno	45
3.	RESULTADOS	47
3.1	Estratigrafía	47
3.1.1	Estratigrafía física.....	48
3.1.2	Estratigrafía Secuencial	109
3.2	Análisis de Paleocorrientes y Modelo de la Cuenca.....	118
3.2.1	Análisis de Paleocorrientes	119
3.2.2	Dispositivos sedimentarios y Modelo de Cuenca.....	127
3.3	Palinología y Cronoestratigrafía.....	130
3.3.1	Evolución Cronoestratigráfica	131
3.4	(AFTA) Análisis de Fission Track y Movimientos Verticales.....	137
3.4.1	Análisis de (AFTA) Huellas de Fisión.....	137
3.4.2	Movimientos Verticales	137
3.5	Evolución de la subsidencia y del espacio de acomodación	143
3.5.1	Calculo de la subsidencia total.....	143
3.5.2	Análisis e interpretación de las curvas de subsidencia.....	145
3.5.3	Estimación de errores	147

3.5.4	Relaciones Tectónica - Sedimentación.....	148
3.6	Arquitectura y Evolución de las Cuencas.	148
3.6.1	Modelo de evolución de las subcuencas en la etapa Paleozoico – Holoceno.....	148
3.6.2	La inversión Paleogena y las subcuencas del Eoceno superior.	151
3.6.3	Paleogeografía de las Subcuencas del Eoceno Superior.	155
3.7	Caracterización de la roca reservorio del sistema petrolifero del Eoceno superior.....	156
3.7.1	Formación de tapas.....	160
3.7.2	Generación y migración	160
3.7.3	Acumulación.....	163
4.	DISCUSIÓN.....	165
5.	CONCLUSIONES	169
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	175

FIGURAS

Figura. 1	Localización del área de trabajo.	38
Figura. 2	Dirección del movimiento de las placas dan como resultado sectores de Subducción, Transpresion y transformación según la interacción de las placas y el ángulo de incidencia de estas.	39
Figura. 3	Esquema Tectónico de Colombia modificado de Gómez (2001), Díaz y Ramos, (2004).	40
Figura. 4	Modelo de Placas tectónicas Eoceno, 30 ma. de Edad.	41
Figura. 5	Modelo de la Configuración de las Placas Tectónicas en el Norte de Sur América. Vista desde el SE.	42
Figura. 6	a) Amazonas estructural con base en el concepto de Terrenos, Etayo et al.,1983; b) Terrenos Acrecionados a la margen W de Colombia, con restauración palinospástica y sucesión de acreciones Cretácico superior (hasta la línea verde), Eoceno medio (línea Naranja) y Mioceno medio (Línea Amarilla).	43
Figura. 7	Mapa de localización de las secciones estratigráficas levantadas del Eoceno superior.	46
Figura. 8	Localización de la Cordillera Oriental, columnas estratigráficas levantadas.	50
Figura. 9	Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Cacho, Cordillera Oriental, sector Sur.	52
Figura. 10	Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Picacho, Cordillera Oriental, sector Norte.	59
Figura. 11	Correlación de Columnas estratigráficas en la Cordillera Oriental, Formaciones Cacho, Picacho y Mirador.	62
Figura. 13	Columna estratigráfica generalizada del Terciario del VSM sector sur.	67
Figura. 14	Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Palermo, Valle superior, sector Sur.	69
Figura. 15	Corte esquemático – evolución tectónica.	71
Figura. 16	Columna estratigráfica generalizada del Terciario del VSM sector Norte.	73
Figura. 17	Columna Estratigráfica generalizada Grupo Gualanday Valle superior, sector Norte.	76
Figura. 18	Correlación de las secciones estratigráficas levantadas en el Valle Superior del Magdalena.	80
Figura. 19	Localización del Valle Medio del Magdalena, columnas estratigráficas levantadas.	82
Figura. 20	Columna estratigráfica generalizada del Terciario del VMM.	85
Figura. 21	Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Hoyón Valle medio del Magdalena sector Sur.	86
Figura. 22	Columna Estratigráfica generalizada de la Formaciones La Paz y Esmeraldas, Valle Medio del Magdalena sector Norte.	93
Figura. 23	Correlación de las columnas estratigráficas levantadas en el Valle Medio del Magdalena.	97
Figura. 24	Localización del Catatumbo, columnas estratigráficas levantadas y “Oil seeps”.	98
Figura. 25	Columna generalizada Terciario del Piedemonte Llanero.	100
Figura. 26	Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Mirador, Piedemonte Llanero y Catatumbo.	102
Figura. 27	Correlación de las columnas estratigráficas levantadas en el Piedemonte Llanero y Catatumbo.	108
Figura. 28	Secuencias T-R en relación con los otros modelos de secuencias deposicionales planteados y los eventos y estadios propuestos por Catuneanu et al., 2011. SU: Subaereal unconformity; FR: Forced regretions.	109
Figura. 29	Localización de los paneles de correlación cronoestratigráficas regionales; de las Subcuencas Valle Superior (VSM), Valle Medio del Magdalena (VMM) y Cordillera Oriental (CORD)	112

Figura. 30	Panel de correlación Cronoestratigráfica N-S de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, mostrando las secuencias Transgresivo – Regresivo (T-R) desde el Jurásico terminal hasta el Cuaternario. Modificado de Cooper et al. 1995, Caceres et al.,2005.	113
Figura. 31	Panel de correlación Cronoestratigráfica N-S de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena; muestran do las secuencias Transgresivo – Regresivo (T-R) desde el Jurásico terminal hasta el Cuaternario. Modificado de Cooper et al. 1995, Caceres et al.,2005	114
Figura. 32	Panel de correlación Cronoestratigráfica W-E de las Cuenca del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Piedemonte; muestran do las secuencias Transgresivo – Regresivo (T-R) desde el Jurásico terminal hasta el Cuaternario.Modificado de Cooper et al. 1995, Caceres et al.,2005.	115
Figura. 33	Secuencias deposicionales, sistemas o cortejos sedimentarios (systems tracts) y superficies limitantes definidas para las Subcuencas del Cretácico y Terciario en las regiones de VMM, VSM y Cordillera Oriental-Piedemonte resultado de la integración de muestran do las secuencias Transgresivo – Regresivo (T-R) desde el Jurásico terminal hasta el Paleoceno .modificado de Cooper et al. 1995, Caceres et al.,2005, integrando la nueva información para el Eoceno inferior y superior del presente trabajo y compilando información para Oligoceno Cuaternario, modificado de Cooper et al. 1995, Caceres et al.,2005.	117
Figura. 34	. Diagramas de rosa de paleocorrientes medidas en las diferentes áreas trabajadas.	119
Figura. 35	A.Ambientes transcurrentes arriba Diagrama triangular arriba relación triangular entre extensión, contracción y transcurrancia; abajo bloques diagramas que exhiben ambientes característicos de transpresion y transtension debido a trnscurrancias dextrales. Blick y Biddle 1985. B. Subcuencas del Eoceno superior señaladas con las flechas rojas, CCa Cauca, CVM Valle del Magdalena, CCO Cordillera Oriental, CLL Llanos Orientales depocentros en azul oscuro; con las flechas fuccia señalan las áreas emergidas. C. Arquitectura del rrelleno de las Subcuencas de valles de insiccion, se observa la asimetría de la cuenca el flanco cercano al mrgen activo es mas vertical e de menos extencion que el del margen pasivo, se ve la localización del corte ejemplo.	129
Figura. 36	Estaciones de muestreo para el estudio palinológico de Solé de Porta (2007-2010).	133
Figura. 37	Panel de correlacion cronoestratigráfica de las Subcuencas Valle Superior (VSM), Cordillera Oriental (CO) y Catatumbo entre el Cretácico superior y Mioceno, a lo largo de un corte longitudinal de las Subcuencas SW-NE.	134
Figura. 38	. Panel de correlacion cronoestratigráfica W-E de las Subcuencas Choco(CH),Valle del Cauca(VC), el área emergida Cordillera Central (CC) y las Subcuencas Valle del Magdalena (VM),Cordillera Oriental(CO), Llanos; entre el Cretácico superior y Mioceno.	135
Figura. 39	Panel de correlacion cronoestratigráfica NW-SE de las Subcuencas San Jacinto, Valle Inferior (VIM), Valle- Medio (VMM), Cordillera Oriental (CO) y Llanos entre el Cretácico superior y Mioceno.	136
Figura. 40	Mapa de localización y resultados de los análisis de AFTA (millones de años); los afloramientos del K están en verde oscuro K medio, verde claro K superior, color narnja T Eoceno.	139
Figura. 41	Resultado AFTA área de trabajo, se aprecia una serie de líneas isócronas mostrando el levantamiento más antiguo al W, relacionado con la proximidad de la paleosutura de Romeral.	140
Figura. 42	Etapas de evolución de la cretácico-eocena superior. (a): Cretacico – Paleoceno. (b) Levantamiento y erosion durante el Eoceno inferior. (c) Sedimentacion del Eoceno superior en los surcos de las Subcuencas creadas; Corte localizado en la Figura. 43 .	141
Figura. 43	Mapa de la Relación Sub Crop de la Discordancia del Eoceno y localización del corte de la fig 42.	142

Figura. 44	Diagramas de subsidencia total explicación en el texto.	146
Figura. 45	Intensidad de los eventos Tectónicos a escala regional	149
Figura. 46	Evolución de las cuencas sedimentarias desde el Paleozoico inferior al Cuaternario, entre el Pacífico (fosa de Colombia) y escudo de la Guyana (Llanos Orientales). Los números indican las etapas evolutivas distinguidas. Explicación en el texto. Modificado de Díaz et al. (2008).	150
Figura. 47	Sección geológica transversal, a). mapa de localización, b) .Sección geológica actual basada en cartografía de superficie, c). Sección compensada y restaurada al techo del Cretácico superior, El acotamiento es del 55%. Se muestra la ubicación de las 9 secciones geológicas medidas para establecer la subsidencia. tomada Díaz et al. (2013).	152
Figura. 48	Restauración del corte (d), situado en la Figura. 47 , a superficies de discordancia de primer orden. (a) Discordancia del del Jurásico-Cretácico, (b). Discordancia del Eoceno inferior, acortamiento del 33%. (c.) Discordancia Mioceno Medio, acortamiento del 15%. (d.) Plioceno, acortamiento del 7%. PK: Precretácico, K: Cretácico, Ti: Terciario Inferior Te: Terciario eoceno, Tm: Terciario Mioceno. Tomada Díaz et al.,(2013)	153
Figura. 49	Geometría de las Subcuencas del Eoceno superior. las flechas indican la procedencia y el sentido de los aportes sedimentarios a las diferentes Subcuencas.	154
Figura. 50	Paleotopografía de las cuencas en el Eoceno superior, resultado de la estructuración contractiva.	155
Figura. 51	Paleogeografía de la sucesión basal del Eoceno superior.	157
Figura. 52	Paleogeografía de la sucesión media del Eoceno Superior.	158
Figura. 53	Paleogeografía de la parte superior de la sucesión del Eoceno superior.	159
Figura. 54	Síntesis del sistema petrolífero del Eoceno superior.Elementos esenciales: roca reservorio, roca generadora y roca sello. Procesos del sistema: trampas y migración.	161
Figura. 55	Modelo conceptual de las rutas de migración general de hidrocarburos desde la roca generadora: shales del Turoniano-Cenomaniano, hacia los reservorios de las unidades del Eoceno superior en cada una de las subcuencas.	162
Figura. 56	Mapa de distribución regional de la roca fuente y rutas de migración desde las cocinas hacia las subcuencas Eocenas.	162
Figura. 57	a) Mapa con los rezumaderos de petróleo("Oil seeps"), obsérvese la relación con las unidades del Eoceno superior. b) Mapa con los Campos Productores de Petróleo y unidades del Eoceno superior; columnas, afloramientos y su extensión areal.	164

TABLAS

Tabla 1. Facies de Formación de Edad Eocena y Distribución Cordillera Oriental. (Sabana de Bogotá) D: Facies Dominantes S: Facies Subordinales	56
Tabla 2. Facies de Formación de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas Cordillera Oriental (Boyacá – Santander) D: Facies Dominantes S: Facies Subordinadas	60
Tabla 3. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies subordinadas.	72
Tabla 4. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución Por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies subordinadas.	79
Tabla 5. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas. D: Facies Dominantes, S:Facies subordinadas.	89
Tabla 6. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución Por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies Subordinadas.	95
Tabla 7. Facies de Formaciones Mirador y Carbonera de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies Subordinadas.	107
Tabla 8. Síntesis de la correlacion de los cortejos T-R de la etapa Paleoceno, Eoceno y Oligoceno y su relación con la estratigrafía física.	118
Tabla 9. Paleocorrientes en la Sabana de Bogotá para la Formación Cacho.	120
Tabla 10. Paleocorrientes en Boyacá y Santander para la Formación Picacho.	120
Tabla 11. Direcciones de Paleocorrientes promedio, para la Formación Palermo.	122
Tabla 12. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación Chicoral.	123
Tabla 13. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación Hoyón.	124
Tabla 14. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación La Paz.	125
Tabla 15. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación Mirador.	126
Tabla 16. . Paleopendientes corregidas.	128
Tabla 17. Resultados de análisis de AFTA. La ultima columna de la derecha muestra los resultados las edades del levantamiento sufrido por las diferentes áreas.	138
Tabla 18. Principales parámetros geológicos de las secciones y pozos utilizados. De cada unidad considerada. la edades de la base de la unidad, espesor (m) son Aceptado se indica. Thk = espesor; Lithol = litología; Lm = caliza; Sn = arenisca; y Sh = lutitas o shales.	144
Tabla 19. Síntesis Sistemas petrolíferos del Eoceno superior, con indicación de las Subcuencas y las distintas unidades litoestratigraficas de la roca reservorio.	163

FOTOS

Foto 1.	Aspecto de las arenitas y lodolitas de la Fm. Bache. Afloramiento sobre la vía Palermo San Luis.	70
Foto 2.	Detalle de las facies conglomeráticas de la Fm. Hoyón.	84
Foto 3.	Contacto concordante entre la Formación Hoyón (facies conglomeráticas de la base) y la Formación San Juan de Río Seco (facies de arcillolitas y arenitas al tope).	87
Foto 4.	Arenitas cuarzosas, deleznales con estratificación cruzada en capas decimétricas. Nótese el carácter lenticular de los cuerpos litológicos. Fm. Mirador.	101
Foto 5.	Bancos decamétricos de arenitas cuarzosas, deleznales con estratificación cruzada planar de la Fm Mirador.	103
Foto 6.	.Facies de arenitas bioperturbadas con icnofósiles y texturas moteadas. Nótese el lining de las paredes, que indican huellas de vivienda: <i>Palaeophycus</i> sp. Fm. Mirador.	103
Foto 7.	Arenita cuarzosa bioperturbada, de la parte superior de la Formación Mirador. Nótese el predominio de las texturas moteadas sobre las estructuras físicas.	104

SUMMARY

Colombia is located in the northwest corner of South America, in an area tectonically highly complex as it corresponds to a destructive margin due to the convergence of several plates. There, the South American Plate of continental affinity, and the Pacific and Caribbean plates of oceanic affinity, all converge. The complexity is associated with subduction of the Pacific Plate underneath the South American Plate in the southern part of Colombia, where in the central part the two plates collide obliquely. The Caribbean plate also collides obliquely against the South American Plate, generating conditions characteristic of a transpressive regime; in the northernmost part this collision occurs along a zone of dextral transforming faults.

The stratigraphic units corresponding to the late Eocene in Colombia are the product of the interaction of tectonic plates, which controlled basin formation and their subsequent depositional conditions. Porta (1974) firstly defined the lithostratigraphic units based on a series of sections surveyed as part of the fieldwork carried out at the time. Later, a series of transgressive-regressive (T-R) depositional sequences were defined for the late Jurassic-Holocene section, which allowed establishing a general stratigraphic framework of the basin. Thus, a total of six third order sequences for the Mesozoic and five second order sequences for the Tertiary, were defined.

The upper Eocene section, as the interval of interest, corresponds to a depositional sequence that buries a first order Surface representing the early Eocene unconformity. This sequence was deposited in three NE trending elongated sub-basins, associated with the paleo topography resulting from the structural inversion process affecting the Mesozoic basin; the resulting relief formed corresponds to a geometry represented by parallel sub-basins representing incised valleys. Paleo current analyses confirm such orientation as well as a major northeast tilting of the area, which exhibits an average paleo-inclination of 0.006° , which characterizes this type of basins.

Vertical movements dated through fission track studies indicate that the contractional event started in the Maastrichtian with its climax occurring in early Eocene. This late event generated the highs which separated the three late Eocene sub-basins.

A total of nine (9) total subsidence curves were prepared and corrected using paleobathymetry as well as the amount of section removed by erosion. They illustrate very well the evolution of the accommodation space from late Jurassic to Present, and also reflect the load associated with structural piling as well as the flexure on the Llanos and Middle Magdalena basins, which commenced approximately 40 Ma in late Eocene.

The evolution of the basin involved four (4) main stages, as follows: 1) Paleozoic extension (Late Paleozoic), 2) Triassic inversion, 3) Mesozoic extension (Late Jurassic-Early Cretaceous), and 4) Paleogene inversion (Late Paleocene – Holocene). During this late stage of inversion, the late Jurassic-Cretaceous basin underwent shortening of 55%, which corresponds to approximately 250 km, before reaching the present-day configuration.

The new paleogeographic configuration generated under contractional conditions, compartmentalized the Cretaceous basin creating three tertiary sub-basins. A series of fluvial systems running northwards, including dominantly braided and anastomosed streams, dominated sedimentation in the sub-basins. On the other hand, alluvial fan systems were located along an active fracture system, located next to the structural highs, which were uplifted and acted as provenance areas for the Middle Magdalena Valley and Cordillera Oriental sub-basins. Nevertheless, at certain times the northern portions of the sub-basins witnessed estuarine transitional facies, particularly in the distal parts of the fluvial systems.

Upper Eocene sandstones form the best reservoir for all the Colombian petroleum systems. Therefore, characterization, location and predicting distribution of reservoirs are fundamental in exploration and field production. The new model proposed for late Eocene reservoirs opens up tremendous potential for the generation of new play concepts, which should be part of any sound hydrocarbon exploration program to be performed in the future.

RESUM

Colòmbia es troba situada a la cantonada NW de Sud-amèrica, aquest sector de gran complexitat tectònica és un marge destructiu per convergència de plaques. Convergeixen la placa sud-americana, d'afinitat continental, i les plaques Pacífica i del Carib, d'afinitat oceànica. La complexitat està en què la placa Pacífica subduce subdueix a la placa de Sud-amèrica en el sector sud de Colòmbia i en la part mitjana topa obliquament. La placa del Carib topa també obliquament, generant un règim transpressiu i en la part nord topa amb la placa sud-americana al llarg d'una zona de falles transformants dextres.

Les unitats de l'Eocè superior a Colòmbia són el producte de la interacció de les plaques tectòniques, les quals van controlar les condicions de formació i deposició a les subconques. Primer, amb base en l'aixecament de columnes estratigràfiques d'aquesta successió, es van establir seccions de control de les unitats litoestratigràfiques, definides inicialment per Porta (1974). També es va fer una divisió en seqüències deposicionals de tipus Transgressiu -Regressiu TR que es va aplicar al registre sedimentari del Juràssic superior - Holocè amb la finalitat de poder tenir una idea de la carcassa general de la conca. Es van determinar sis seqüències de tercer ordre per al Mesozoic i cinc de segon ordre per al Terciari.

La successió d'interès, Eocè superior, correspon a una seqüència deposicional que fossilitzava la superfície de primer ordre constituïda per la discordança de l'Eocè inferior. Aquesta seqüència es va dipositar en tres sub-conques allargades amb direcció de l'eix NE, a partir de la topografia generada per la inversió de la conca mesozoica, la qual cosa va donar lloc a una geometria de sub-conques tipus valls d'incisió paral·lels entre si. Els resultats dels estudis de paleo-corrents suporten aquest resultat i el d'un basculament cap al NE amb un paleo-pendent mitjà de $0,006^\circ$, característic d'aquest tipus de conques.

Els moviments verticals datats amb traces de fissió signifiquen l'inici de l'etapa contractiva al Masstrichtiense seguit del clímax de deformació contractiva en l'Eocè inferior, generant els llindars que van separar les tres sub-conques de l'Eocè superior.

Les nou corbes de subsidència total corregida amb la paleo-batimetria i l'erosió, ens mostren molt bé l'evolució de l'acomodació sedimentària durant l'etapa Juràssic superior-actual, així mateix reflecteixen l'efecte de càrrega per apilament estructural i flexió a les

conques d'avantpaís dels plans i de la Vall del Magdalena, la qual cosa es va iniciar al voltant dels 40 Ma (Eocè superior).

L'evolució de la conca es va realitzar en quatre etapes: 1). Extensió paleozoica (Paleozoic Superior), 2). Inversió triàsica, 3). Extensió mesozoica. (Juràssic Superior - Cretaci), i 4) Inversió paleògena (Paleocè superior - Holocè). Durant aquesta etapa d'inversió la conca Juràssic superior - cretàica va patir un escurçament fins el 55% que equival a 250 km per arribar a l'estat deformat actual.

La nova configuració paleogeogràfica generada per contracció va compartimentar la conca cretàica generant les tres sub-conques terciàries. Aquestes sub-conques van desenvolupar sistemes predominantment fluvials de rius trenats que corrien cap al N. Els sistemes de ventalls al·luvials quedaven al costat de les fractures actives i en la part propera als lindars més aixecats que van actuar d'àrea font potent. De les sub-conques de la Vall Mitja del Magdalena i de la Serralada Oriental. En determinats moments les parts septentrionals registren l'entrada de fàcies transicionals d'estuari, en els sectors més distals dels sistemes fluvials.

Els materials de l'Eocè superior estudiats constitueixen el millor reservori de tots els sistemes petrolífers de Colòmbia. Per aquesta raó, la caracterització de la roca magatzem i la seva localització i predicció de distribució, és essencial per a l'exploració i producció de camps existents i la predicció de nous prospectes. A partir del nou model obtingut per l'Eocè superior, s'obren tot un seguit de grans possibilitats per desenvolupar nous play concepts d'estudis exploratoris d'hidrocarburs.

RESUMEN

Colombia se encuentra situada en la esquina NW de Sur América, este sector de gran complejidad tectónica es un margen destructivo por convergencia de placas. Convergen las placas de Suramérica, de afinidad continental, y las placas Pacífica y Caribe, de afinidad oceánica. La complejidad está en que la placa Pacífica subduce a la placa de Suramérica en el sector sur de Colombia y en la parte media colisiona oblicuamente. La placa Caribe colisiona también oblicuamente, generando un régimen transpresivo y en la parte norte colisiona con la placa Suramericana a lo largo de una zona de fallas transformantes dextrales.

Las unidades del Eoceno superior en Colombia son el producto de la interacción de las placas tectónicas, las cuales controlaron las condiciones de formación y depositación en las subcuencas. Primero, con base en el levantamiento de columnas estratigráficas de esta secesión, se establecieron secciones de control de las unidades litoestratigráficas, definidas inicialmente por Porta (1974). Se realizó también una división en secuencias deposicionales de tipo Transgresivo –Regresivo T-R que se aplicó al registro sedimentario del Jurásico superior – Holoceno con el fin de poder tener una idea del armazón general de la cuenca. Se determinaron seis secuencias de tercer orden para el mesozoico y cinco de segundo orden para el terciario.

La sucesión de interés, Eoceno superior, corresponde a una secuencia deposicional que fosilizaba la superficie de primer orden constituida por la discordancia del Eoceno inferior. Esta secuencia se depositó en tres subcuencas alargadas con dirección del eje NE, a partir de la topografía generada por la inversión de la cuenca mesozoica, lo cual dio lugar a una geometría de subcuencas tipo valles de incisión paralelos entre sí. Los resultados de los estudios de paleocorrientes soportan este resultado y el de un basculamiento hacia el NE con una paleopendiente promedio de $0,006^\circ$ característica de este tipo de cuencas.

Los movimientos verticales datados con huellas de fisión significan el inicio de la etapa contractiva en el Masstrichtiense seguido del clímax de deformación contractiva en el Eoceno inferior, generando los umbrales que separaron las tres subcuencas del Eoceno superior.

Las nueve curvas de subsidencia total corregida con la paleobatimetría y la erosión, nos muestran muy bien la evolución de la acomodación sedimentaria durante la etapa Jurásico superior-actual, así mismo reflejan el efecto de carga por apilamiento estructural y flexión en las cuencas de antepaís de los llanos y Valle del Magdalena lo cual se inició alrededor de los 40 Ma (Eoceno superior).

La evolución de la cuenca se realizó en cuatro etapas: 1). Extensión paleozoica (Paleozoico Superior), 2). Inversión triásica, 3). Extensión mesozoica. (Jurásico Superior – Cretácico), y 4) Inversión paleógena (Paleoceno superior – Holoceno). Durante esta etapa de inversión la cuenca Jurásico superior – Cretácica sufrió un acortamiento hasta del 55% que equivale a 250 km para llegar al estado deformado actual.

La nueva configuración paleogeográfica generada por contracción compartimentalizó la cuenca cretácica generando las tres subcuencas terciarias. Estas subcuencas desarrollaron sistemas predominantemente fluviales de ríos anastomosados que corrían hacia el N. Los sistemas de abanicos aluviales quedaban junto a las fracturas activas y en la parte cercana a los umbrales más levantados que actuaron de potente área fuente. De las subcuencas del Valle Medio del Magdalena y de la Cordillera Oriental. En determinados momentos las partes septentrionales registran la entrada de facies transicionales de estuario, en los sectores más distales de los sistemas fluviales.

Los materiales del Eoceno superior estudiados constituyen el mejor reservorio de todos los sistemas petrolíferos de Colombia. Por esta razón, la caracterización de la roca almacén y su localización y predicción de distribución, es esencial para la exploración y producción de campos existentes y la predicción de nuevos prospectos. A partir del nuevo modelo obtenido para el Eoceno superior, se abren toda una serie de grandes posibilidades para desarrollar nuevos play concepts de estudios exploratorios de hidrocarburos.

1.INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

La sucesión del Eoceno Superior en la Cordillera Oriental de Colombia está representada por las Formaciones Cacho, Scheibe (1918), y Picacho, Alvarado y Sarmiento (1944), en la Sabana de Bogotá; Formación Mirador, Notestein et al. (1944), en el Piedemonte Llanero; Formaciones Chicoral y Potrerillo, Van Houten y Travis, (1968), en el Valle superior del Magdalena; Formaciones Hoyon, La Paz y Esmeraldas, Morales et al. (1958), en el Valle Medio del Magdalena.

La sucesión infrayacente, del Paleoceno, está conformada por una serie de rocas finas siliciclásticas de gran extensión regional y con variaciones locales, con presencia de carbón y localmente desarrolló de facies clásticas finas, representada por la Formación Guaduas en la Sabana de Bogotá, Hubach (1957), Formación Socha Superior en la región de Boyacá y Santander, Alvarado y Sarmiento (1944), Formación San Francisco en el Valle Superior del Magdalena, Beltrán y Gallo (1968), Formación Seca en el Valle Medio del Magdalena, Porta (1965).

Las reconstrucciones paleogeográficas hasta ahora publicadas, plantean que los depósitos del Eoceno superior se depositaron en ámbitos continentales fluviales y aluviales, en una misma cuenca, y en ámbitos contiguos con dos áreas de aporte, al E el escudo de Guyana y al W la Cordillera Central. Lo anterior representa la regresión marina iniciada a finales del Cretáceo hasta mediados del Eoceno, donde la sedimentación continúa en un ambiente marino con dominio de facies continentales, (Forero 1974),

Fabre, (1981) plantea para el Eoceno una cuenca con áreas de aporte en la protocordillera Central y en el otro flanco el escudo de Guyana. Las relaciones con la tectónica de placas y la discordancia que separa la sucesión del Paleoceno y el Eoceno medio, son explicadas

por colisiones de terrenos acrecionados a la margen continental (Etayo et al., 1983). Datos geo cronológicos que registran un evento tectónico mayor en el Eoceno 40 a 35 m.a. son aportados por McCourt, et al. (1984). Sumado a lo anterior se plantea como controló el magmatismo de la zona de subducción al W de Colombia en el Eoceno, generando una serie de cinturones plutónicos a lo largo y al W de la Falla de Romeral (Aspden, et al. 1987). Esto se integra en un modelo de evolución de cuenca de “*back arc*” del Eoceno que evolucionó desde la cuenca extensional Cretácica por la acreción de la Cordillera Occidental de Colombia al W de Romeral (Fabre, 1987). Por otro lado la inversión de la cuenca Cretácica es planteada como el efecto de una inversión a escala cortical debido a la acreción a lo largo de la sutura de Romeral de la Cordillera Occidental y cuyo efecto es la discordancia del Eoceno en la cuenca sedimentaria (Colleta, et al. 1990). La discordancia que separa la sucesión del Paleoceno y el Eoceno medio es interpretada como resultado de la interacción de la tectónica de las placas Sur Americana y Caribe (Duque 1990).

Respecto a la homogeneidad de sedimentos arenosos que suprayacen la discordancia del Eoceno, en la parte axial y distal de la cuenca tienen la misma edad. Esta discordancia fue generada por el levantamiento de la protocordillera Central (límite W de esta cuenca) y el escudo de Guyana (límite E de la cuenca Eocena). Una cuenca fluvial tropical es una cuenca geoquímicamente muy inestable lo que no permitirá la conservación de fragmentos de roca y así se homogeniza mucho la composición de la roca resultante, esencialmente cuarzoarenitas (Johnsson, et al., 1991). La Formación Guaduas constituida por intercalaciones de arcillas y arenas en la parte superior, es interpretada como formada por depósitos marinos someros, mientras que las arenas que suprayacen esta formación, en forma discordante, son interpretadas como fluviales (Sarmiento 1992),

La Cordillera Oriental se interpreta como una amplia cuenca extensional Cretácica tectónicamente invertida durante el Cenozoico, (Colleta et al., 1990, Dengo y Covey 1993). En trabajos locales como, en Duque y Pérez (1990), Caicedo y Roncancio (1994), se demuestra que existen diferentes áreas fuentes a las de la Cordillera Central, al oeste del escudo de Guyana y al este con aportes provenientes del Macizo de Quetame y áreas locales emergidas. El equivalente en el Piedemonte Llanero, Formaciones Cuervos y Barco son interpretados como llanuras costeras y la suprayacente Formación Mirador como fluvial (Cazier, et al., 1995), con locales áreas emergidas o de no depositación, en los macizos de Quetame y Santander. La correlación de estas unidades se expresa claramente en (Cooper et al. 1995).

El modelo de que la Cuenca Cretácica es de una cuenca muy somera, y la del Eoceno es una Cuenca única de poca profundidad con umbrales locales que generaron discordancias

de crecimiento (Cooper et al., 1995). El modelo de una cuenca única que se colmata y genera pequeños altos así generando campos menores de hidrocarburos a lo largo del piedemonte llanero fue propuesto por Guerrero y Sarmiento (1996). Este modelo involucra la reactivación de antiguas fallas normales dando como resultado que las principales elevaciones corresponden a frentes de inversión (Colleta, et al. 1997). El control estructural se interpreta como el producto de la creación de la placa Caribe en la parte NE de Sur América, (Pindel et al., 1997). Fajardo y Peña, (1998), analizando la inversión de la cuenca empiezan a tener indicios de que la cuenca del Eoceno superior no es la continuación de la cuenca Cretácica sino que es el resultado de una paleotopografía generada por la inversión del Eoceno temprano y que el resultado de esta inversión puede generar varios depocentros. Villamil (1999) dice que el resultado de la interacción de las placas genera magmatismo intraplaca al igual que deformaciones locales intra cuenca o subcuencas en la parte continental de los Andes del norte durante el Eoceno medio (Taboada, et al., 2000). Todas las unidades estratigráficas del Eoceno superior están separadas por un contacto discordante de la sucesión infrayacente de la sucesión Eoceno medio - superior, según Laverde (1989), Jaramillo y Dilcher (2001), Gómez (2001) y Sarmiento (2001).

La inversión en los Andes se evidencia en el registro sedimentario del Maastrichtiense inferior (Díaz 1994), y continúa en otras áreas afectando materiales del Paleoceno (Sarmiento-Rojas 2001). En el sector W de la de la protocordillera Oriental, las variaciones de las zonas axiales de la cuenca y el incremento de sedimentos del Cretácico aumentó hacia el E. El aumento del espesor en el dominio W, la alta sedimentación las tasas reportadas en el área de San Juan de Río Seco, las cargas tectónicas hacia el E del Guaduro y las secciones de San Juan de Río Seco favorecieron el mayor hundimiento tectónico del dominio W. Esas cargas tectónicas están relacionadas con la inversión de antiguas fallas normales del W del margen de la antigua cuenca de extensión, según lo propuesto por Sarmiento-Rojas (2001). Las relaciones regionales con la tectónica de placas y la discordancia del Eoceno medio, son explicadas por Sarmiento, (2002). El flanco E de la proto Cordillera Oriental es interpretado como una inversión de antiguas fallas normales que exhuman el macizo de Quetame en el Eoceno (Branquet et al. 2002). Un punto de vista diferente para los sedimentos del Cretácico superior - Eoceno en el valle del Magdalena, Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos, es que se acumulan dentro de la misma cuenca y representan un solo perfil deposicional de poca profundidad en una margen pasiva (Cediel et al., 2003).

Para el sector del VMM, las unidades Hoyo inferior y superior, en las cuales predomina la estratificación cruzada y de la cual se dedujo una dirección E-NE de transporte,

documentada por mediciones de palaeocorrientes, (Gómez et al., 2003), se han interpretado como una sucesión Maastrichtiense-Eoceno inferior que es el producto de una regresión a partir de una plataforma somera luego *braid-deltas* de las Formaciones Umir y Cimarrona. El cambio de depósitos litorales a llanuras de aluvión, con la Formación Seca, y terminando con depósitos de abanicos aluviales y fluviales de la Formación Hoyon, es el producto del levantamiento de la Protocordillera Central en el Cretáceo tardío - Eoceno temprano, que éste documentado con marcadores termocronológicos y los datos de procedencia (Gómez et al., 2003).

Otras interpretaciones de la geometría de la cuenca para Paleógeno temprano varían de una flexión negativa continua de la cuenca, con ausencia de empujes delimitadores (Pindell et al., 2005), a una cuenca de antepaís interrumpida por levantamientos intraplaca, (Bayona et al., 2003). En diferentes localidades a las Formaciones como Socha parte inferior, Paz del Río y Picacho, se les ha asignado una edad Eoceno temprano-medio (Pardo 2004).

Restrepo-Pace et al. (2004) Proponen dos planteados para el Eoceno, uno con dominio W, localizado en el flanco W de la Cordillera Oriental (San de Juan de Río Seco), y otro en el área Río Minero norte, ambos inferidos por tasas de sedimentación, sin mediciones de paleocorrientes, ni tampoco por la dirección o sentido de erosión de la discordancia basal de la sucesión del Eoceno. Para la Formación Mirador, en los Llanos Orientales y Piedemonte, se da como área de aporte a la Cordillera Oriental, (Díaz y Ramos, 2004).

La inversión de los Andes del Norte ha sido datada como Eoceno medio-tardío (Toro et al., 2004), y Paleoceno (Gómez et al., 2005a-b), según ambos autores esto ha sido ratificado y documentado por la exhumación en el Paleoceno - Eoceno del oeste flanco de la Cordillera Oriental y el norte de Cuenca del Magdalena. Donde las edades de exhumación a lo largo de la Falla de Bituima están entre 41 - 21 Ma (Gómez et al., 2005a-b). Montes et al. (2005) Pindell et al. (2005) opinan que la inversión de los Andes es ratificada con el inicio del Maastrichtiense-Paleoceno. La cuenca del Paleógeno es considerada como una cuenca con una ausencia de empujes, que sean el resultado de la subducción Caribe, sin estudios de secciones específicas. Además, plantea que es una cuenca sinorogénica, con una estructura de tipo "sag". La variación hacia el E del espesor y la variación de los ambientes de sedimentación en el Paleoceno, se utilizan para plantear una única cuenca de antepaís para el Eoceno superior con un solo depocentro alargado.

La inversión de los Andes en el Maastrichtiense-Paleoceno regionalmente se agrupa en cuatro dominios estructurales: occidental, axial occidental, axial oriental y oriental, que se interpretan como controlados por la reactivación de antiguas fallas normales. Para mostrar

esta hipótesis se usó la reflectancia de la vitrinita como palaeotermómetro, a fin de comparar los procesos de enterramiento en el bloque superior hundido de la Falla de Bituima. Los resultados muestran un descenso hacia el E en la madurez de la Formación Umir, los cuales fueron interpretados como la reactivación a principios del Cenozoico de la falla Bituima-El Trigo, (Cortes et al., 2006). Sarmiento-Rojas et al. (2006) interpretan como un modelo de inversión de tipo transtensional la inversión de los Andes.

Kammer y Sánchez (2006), realizaron estudios locales y medidas de mesoestructuras con análisis cinemáticos y plantean que la inversión de la cordillera Oriental es el producto de la inversión por compresión de antiguas fallas normales en las cuales no hay componente de rumbo.

Según Mora et al. (2006), La Cordillera Oriental de Colombia es clave para entender el papel de las anisotropías del basamento, que son la evolución de los cinturones plegados no colisionales activos en la región de Río Blanco-Guatiquía de la Cordillera Oriental, lo cual es utilizado para mostrar la variedad de fenómenos que documentan la importancia de la orientación, la geometría y la segmentación de las anisotropías preorogénicas. Estos autores plantean que es la primera evidencia inequívoca de que las estructuras extensivas del basamento jugaron un papel importante en la determinación del lugar de la deformación durante la reactivación contractiva en la Cordillera Oriental. Con base a datos de campo detallado y el análisis de perfiles sísmicos, identifican fallas que se invirtieron durante la orogenia andina en el Cenozoico. Al parecer, las fallas más internas de la antigua cuenca de *rift* no estaban orientadas adecuadamente para una reactivación eficaz durante la contracción. Sin embargo, estas fallas tienen un papel fundamental como elevadores de tensión, y como el plegamiento es concentrado al W de ellas. En contraste, las fallas normales reactivadas como la de Servitá, más externa, son responsables de elevar el flanco oriental de la Cordillera Oriental. Además, estas estructuras son adyacentes e íntimamente relacionadas con el desarrollo de las fallas de escamación fina, más al E. En parte, la compresión superpuesta en esta región extensiva pre deformada, se compensa por el escape lateral. La presencia dominante de basamento involucrado en el empuje, y el desarrollo limitado de fallas de piel fina en este orógeno, hace que la inversión de la Cordillera Oriental corresponda a una inversión de tipo intraplaca como otros sectores invertidos del orógeno andino más al sur. Bayona et al. (2007) comentan que hay umbrales con el núcleo de basamento paleozoico enterrados en el Cenozoico. Strecker et al. (2007) comentan que la reactivación de fallas durante el Eoceno superior produce la fragmentación tectónica del sistema del drenaje fluvial.

Bayona et al. (2008) interpretan la cuenca de los Andes del Norte durante el Maastrichtiense-Paleoceno como orógenos con deformación de múltiples fases. El modelado geodinámico del registro Paleógeno, que abarca la zona axial del Este Cordillera y de la cuenca de los Llanos indica que hacia el E la migración de las cargas dentro de la Cordillera Oriental sirve para explicar la geometría restaurada de la cuenca sin-orogénica. También interpretan que la edad de Formación Barco es de principios-medios del Paleoceno. La Formación los Cuervos tiene un contenido palinológico que indica una edad Paleoceno - Eoceno tardío-temprano y la Formación Mirador es de edad Eoceno medio-bajo. Además, dicen que en los tiempos del Eoceno, la reactivación de las estructuras de intraplaca en ambos márgenes de la Cordillera Oriental formó una cuenca de tipo sag que bordea porciones de rocas del Cretácico expuestas. Además, que la cuenca de los Llanos corresponde al relleno de una cuenca de antepaís. También interpretan que el levantamiento del flanco occidental de la Cordillera Oriental no era continuo, sino que fue realizado mediante una serie de umbrales. El modelo propuesto por Bayona et al. (2008) consideran paleo geográficamente que los sedimentos del Paleoceno en la zona axial fueron suministrados por la Cordillera Central y la cobertura sedimentaria de estructuras invertidas, con un drenaje hacia el NE, como lo documentan las mediciones de palaeocorrientes.

El Valle del Magdalena y los Llanos orientales de Colombia son consideradas como dos subcuencas separadas con sistemas de drenaje, clima y ámbitos deposicionales independientes producto del levantamiento rápido de la Cordillera Oriental de Colombia que se ha producido desde finales del Mioceno-Plioceno (Mora et al., 2008). Las reactivaciones de las antiguas fallas normales también se registran en la actividad magmática intra-placa desde el Cretácico superior, Eoceno superior, Mioceno medio y Pleistoceno (Vásquez et al. 2009). La presencia de fragmentos líticos metamórficos en depósitos lodosos y detríticos desde el Paleoceno, Eoceno superior y Mioceno soportarían la idea de sectores con núcleos de basamento según Ibáñez-Mejía et al. (2009).

En el área del piedemonte llanero se proponen para el sector de Medina variaciones en edades y espesores para la Formación Mirador de edad Eoceno tardío temprano debido al diacronismo producto de movimientos sintectónicos en esta formación (Parra et al., 2009a). En el sector del VMM documentan una exhumación de la cordillera Oriental para el paleoceno con termocronología, (Parra et al., 2009b). Pero la variación de esta edad puede ampliar el rango hasta Eoceno inferior, lo que se correspondería con el evento de levantamiento relacionado con la discordancia angular del Eoceno a nivel regional y no por un pulso puntual.

Vásquez et al. (2010) proponen que la subducción de la placa Caribe produjo un magmatismo intraplaca para el Cretácico superior - Eoceno y Mioceno – Plioceno. Pero con un número restringido de datos que no son concluyentes para que correspondan a un sistema de subducción. Registros de eventos de levantamientos para el Paleoceno superior - Eoceno son claramente mostrados en el piedemonte llanero Cordillera Oriental, en el área de Soapaga y VMM, utilizando la técnica de termocronología que documenta este periodo de exhumación (Mora et al., 2010).

Horton et al. (2010a, b), y Saylor et al. (2011) el análisis de huellas de fisión de las Formaciones Mirador en el Piedemonte y Areniscas de Socha en la Cordillera Oriental, (sector axial) dieron edades de 53 - 57 Ma, Paleoceno en apatitos. También encontraron circones con edades mayores de 1.4 – 1.8 Ga, lo cual muestra que estas unidades no fueron enterradas más de 5 km.

La margen occidental de la antigua cuenca extensiva fue explicada como el producto del basculamiento de la corteza de la Cordillera Central- Macizo de Santa Marta hacia el W, por un mecanismo de elevación del margen continental relacionado con la subducción de la Placa del Caribe, mediante un modelo de subducción de bajo ángulo que no desarrolla arco volcánico y sin sismos (Cardona et al., 2011; Bayona et al., 2012 y Ayala et al., 2012).

Como área de aporte de la cuenca del Eoceno superior se propone la cubierta sedimentaria del Cretácico que separa las áreas emergidas, con la presencia de glauconita y el polen cretáceo re trabajado y minerales pesados. Esto ha sido interpretado como que las áreas levantadas deberían haber estado localizadas cerca de las áreas de sedimentación, ya que el polen y glauconita son elementos muy inestables para resistir a la intemperie tropical y más de 40 km del transporte fluvial, como se documenta en las arenas fluviales de la Cuenca Llanos de Colombia, (Amorocho et al., 2011).

El levantamiento de la Cordillera Central a finales del Cretáceo temprano y en el Eoceno, se documentó principalmente por los datos termocronológicos, (Villagómez et al., 2011). Otro elemento tectónico regional importante es la colisión de un arco oceánico en la margen W de Sur América, que genero subsidencia intraplaca, por extensión en el bloque subducido. (Bayona et al., 2011, 2012).

Bayona et al. (2012), Saylor et al. (2012), proponen un modelo de subducción con un arco magmático incipiente para la cuenca de antepaís del Paleoceno, que es interpretado con base a Circones volcánicos del Paleoceno, reportados en las arenitas paleocenas del área de Paz de Río. La localización del arco magmático en el área de Paz del Río a más de 700

km del límite entre las placas Caribe y Pacífico, lo adjudican al bajo ángulo de subducción de la placa Caribe y a la convergencia oblicua de los arcos de islas acrecionados por colisión.

Los datos de termocronometría publicados indican que la exhumación del flanco occidental de la Cordillera Oriental es más joven hacia el sur, donde aparece la exhumación en el Paleoceno del flanco oeste de la Cordillera Oriental y el norte de Cuenca del Magdalena, con edades de exhumación desde 41 - 21 Ma, (Eoceno superior, Mioceno inferior) (Parra et al. 2012, Caballero et al. 2013).

Las fases de deformación del orógeno multifase de la Cordillera Oriental de Colombia y la reactivación de estructuras de inversión y la generación de umbrales, están asociados con la convergencia y subducción de la Placa del Caribe bajo la margen de la placa Suramericana, y son planteados como soportes al modelo de la migración hacia el E de una falla intraplaca. También proponen dos depocentros para la cuenca del Eoceno superior, uno al W paralelo al valle del Magdalena, y el otro en el eje de la actual umbral W de la Cordillera Oriental, Piedemonte Llanero y Cuenca de los Llanos. Estos están localmente separados por una serie de umbrales no continuos, generados por la actividad magmática intraplaca en el Paleoceno, debido a la subducción de la Placa del Caribe (Bayona et al. 2014).

1.2 Objetivos

- Establecer la sucesión del Eoceno superior, los registros de actividad sin tectónica de las unidades y las relaciones espaciales en la distribución paleogeográficas en este intervalo de tiempo.
- Establecer las áreas fuentes de las unidades depositadas durante el Eoceno superior.
- Plantear un modelo tectono-estratigráfico que explique la evolución de la cuenca en el Eoceno superior.
- Ver la relación entre las unidades del Eoceno superior con la estructura tectónica y la presencia de hidrocarburos.

- Estudiar el origen y la importancia regional de la discordancia del Eoceno inferior en la Cuenca de la Cordillera Oriental de Colombia y su relación con la evolución de las Subcuencas de: Valle Superior del Magdalena, Valle Medio del Magdalena, Piedemonte Llanero y Catatumbo.
- Determinar las relaciones espacio-temporales de las sucesiones deposicionales.
- Identificar las variaciones composicionales del material clástico a lo largo de la cuenca.
- Señalar, en caso de existir variaciones composicionales, si corresponden a cambios en la ubicación o en el tipo de área fuente de los sedimentos a lo largo de la cuenca.
- Determinar el marco tectónico y estructural que pudo haber regido en la cuenca durante el Eoceno superior.
- Determinar la sucesión estratigráfica del Eoceno superior de Colombia buscar la correlación con las Subcuencas aledañas: Valles Medio y Superior del Magdalena, Piedemonte Llanero y Catatumbo. A partir de ello, plantear una reconstrucción paleogeográficas común para este intervalo de tiempo basándose en: (1) Lito estratigrafía (levantamiento de columnas),
- Control Cartográfico a partir de mapas geológicos de extensión regional.
- Plantear una interpretación con los datos obtenidos para un mayor soporte de datos duros posibles.
- Plantear un modelo deposicional basándose en los datos litoestratigráficos (características texturales, litológicas, estructuras sedimentarias físicas y biogénicas y datos bioestratigráficos (análisis de palinomorfos).
- Registrar los periodos y las áreas de exhumación de la sucesión estudiada a través de la Cronoestratigrafía y el estudio de las huellas de fision (AFTA).
- Plantear una correspondencia litoestratigráfica y cartográfica de las diferentes unidades roca estudiadas por medio del Control Cartográfico (mapas geológicos para control de extensión regional).

-
- Reconocer las variaciones laterales de facies a través del Control estructural de la sucesión de los datos de rumbo y buzamiento con el fin de que las correcciones de datos de paleocorrientes tengan un buen control, por otra parte, este control nos ayudará a soportar variaciones tectónicas sindeposicionales.

1.2.1 Justificación

Mediante la integración de la información adquirida y los resultados obtenidos, se pretende realizar un modelo evolución de la cuenca desde los siguientes aspectos 1) estratigrafía, 2) análisis de paleocorrientes, 3) Cronoestratigrafía palinología, 4) Huellas de fision (FT), 5) subsidencia y espacio de acomodación, 6) relaciones sedimentación/tectónica, 7) evolución paleogeográfica, 8) arquitectura y evolución de las Subcuencas sedimentarias, y 9) sistemas petrolíferos. Estos son los puntos principales que justifican la realización del trabajo que se propone en esta memoria, con el fin de aportar nuevos conocimientos a la evolución de la cuenca del Eoceno superior de Colombia.

1.3 Metodología

Durante el desarrollo de este trabajo se realizaron varias fases de campo, laboratorio y oficina se describen seguidamente:

1.3.1 Recopilación y evaluación de la información

El autor de la presente memoria trabaja en una empresa colombiana de consultoría en Geología llamada Ariana Ltda., allí ha adquirido un vasto conocimiento y experiencia, recopilando información valiosa, parte de la cual es utilizada en este trabajo.

También se dispuso de una extensa bibliografía sobre el tema, especialmente sobre las áreas de las Subcuencas. Se analizaron diferentes estudios realizados para identificar las discrepancias entre las fuentes y así definir unas zonas críticas, las cuales demandaron mayor atención por contener vacíos de información y se determinaron las áreas problema en términos de geología preliminar.

1.3.2 Trabajo de campo

Antes de las salidas se definieron estrategias para realizar los recorridos de campo, centrados particularmente en los principales vacíos de información y en las necesidades básicas del proyecto.

Se utilizaron en campo planchas topográficas y geológicas con el propósito de disponer de material mucho más confiable para controlar y evaluar la cartografía preliminar y se tomaron muestras para análisis litológicos, paleontológicos micropaleontológicos, petrográficos y mediciones de *fission track* (FT) y se levantaron columnas estratigráficas detalladas.

Se localizaron las secciones estratigráficas a levantar, con el fin de unificar los criterios de los límites estratigráficos. Se realizaron varias visitas previas, posteriormente se levantaron 39 columnas estratigráficas que involucraban las Subcuencas de la Cordillera Oriental, VSM, VMM, Piedemonte Llanero y Catatumbo. En cada una de estas localidades se hizo la caracterización detallada de los diferentes cuerpos litológicos, con el fin de lograr correlaciones bien sustentadas, con niveles guías confiables y los espesores reales. Para lograr esto fueron tenidos en cuenta los siguientes aspectos:

Litologías y texturas sedimentarias, Caracterización del tipo de litologías, Tipo de cemento, Determinación de sucesiones granocrecientes y granodecrecientes, Contactos, Contenido fósil, Color, Espesor de las capas, Geometría y continuidad lateral de los cuerpos sedimentarios, descripción de la estructura interna, tipo, forma y geometría de las estructuras sedimentarias físicas y su relación con las estructuras sedimentarias biogénicas.

Medición de paleocorrientes: Para este trabajo se tomaron aproximadamente 5000 mediciones las cuales fueron corregidas y se les elaboraron los diagramas rosas correspondientes.

Observación y colección de datos a escala del decímetro o más detallada, para la identificación de horizontes de correlación (tormentitas, paleosuelos, hardgrounds).

La metodología usada para definir los códigos de facies, es la misma que definieron Miall (1978) y Salazar (1992) pero traducida y adaptada al español. Aunque no están descritas todas las facies y subfacies presentes en las sedimentitas que afloran en el área de trabajo, se hizo una descripción detallada de las rocas más representativas de cada unidad, definiendo 48 facies y subfacies, distribuidas en 8 grupos de acuerdo con su textura y composición (Tabla No 1): I) Facies Conglomeráticas; II) Facies de Arenitas Conglomeráticas; III) Facies de Arenitas Laminadas; IV) Facies de Arenitas Laminadas a

Bioturbadas;V) Facies de Litoarenitas y Arenitas Arcósicas;VI) Facies Finas;VII) Facies Heterolíticas;VIII) Facies Mixtas.

1.3.3 Trabajo de Laboratorio

1. Análisis de Fission Track: Se muestrearon 15 localidades escogidas, de estas unidades se tomaron muestras tan sólo en las facies arenosas para apatitos, el volumen de roca por muestra es de 7 kilos en promedio. Posteriormente se procede a la fase de laboratorio, los análisis de laboratorio incluyen: Separación de apatitos; Preparación de secciones de apatitos para enviar al reactor y Análisis composicional.
2. Palinología las determinaciones bioestratigráficas y en particular las dataciones palinológicas son importantes para estos análisis debido a que son un soporte fundamental para medir el tiempo, factor crucial en la evolución de la cuenca. Estas determinaciones palinológicas fueron realizadas por la Dra. Solé de Porta PhD Palinología y Profesor Titular Universidad de Barcelona (España).

1.3.4 Trabajo de Gabinete

1. Compilación e integración del Mapa Geológico con el fin de tener el marco estructural regional y las relaciones espaciales entre las diferentes localidades, se utilizó el mapa regional elaborado por Díaz y Ramos (2004).
2. Integración de la información adquirida
3. Elaboración de las columnas
4. Mapa geológico.
5. Correlaciones litoestratigráficas.
6. Mapas de distribución de facies.
7. Reconstrucción paleogeográfica sin restauración palinspástica y confección de los mapas paleogeográficos.

2.MARCO GEOLÓGICO

2.1 Localización

El área de estudio está localizada en Colombia, en la parte NW de Sur América, (Figura. 1). Limita al norte con Panamá y el Mar Caribe, al este con Venezuela y Brasil, al sur con Perú y Ecuador, al oeste con el Océano Pacífico. Colombia es el único país de América del Sur con costas en ambos océanos. Su superficie total es de 2.070.408 km² y de ellos 1.141.748 km² es superficie continental. La capital Bogotá, es también la ciudad más grande y populosa, con más de 8 millones de habitantes.

El elemento topográfico más característico de Colombia es la Cordillera de los Andes, situada en la parte central y occidental del país, se extiende de sur a norte a través de casi toda su longitud. Los Andes están conformados por tres cadenas montañosas principales paralelas entre sí: la Cordillera Oriental, la Cordillera Central y la Cordillera Occidental. Sobre la costa del Caribe se encuentra una alineación montañosa aislada conocida como la Sierra Nevada de Santa Marta. La región oriental del país es plana y se denomina Llanos Orientales.

El área de trabajo se concentra en la región de los Andes cuyo predominio es de rocas sedimentarias. Fueron tenidas en cuenta las unidades con edades comprendidas entre el Paleoceno y Eoceno Medio- Superior y el Oligoceno-Mioceno de cada una de las Subcuencas y sus variaciones faciales en los diferentes sectores.

El área de trabajo presenta una muy alta complejidad tectónica y la reconstrucción del Eoceno ha requerido la integración de diversas técnicas y métodos para la adquisición de datos confiables que permitan aclarar los procesos geológicos ocurridos en las Subcuencas durante ese tiempo. Además, se ha realizado la consulta de múltiples autores que han trabajado en el tema y en las áreas de interés.

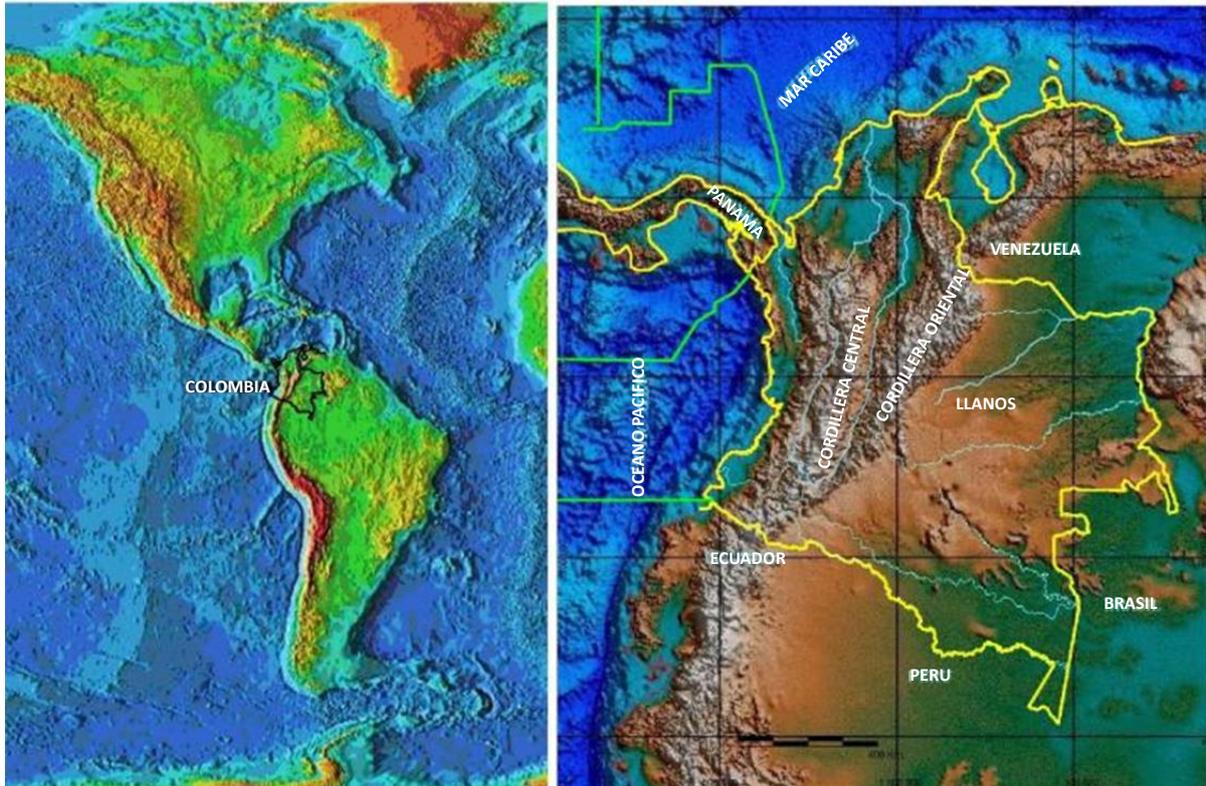


Figura. 1 Localización del área de trabajo.

El estudio se desarrolló en las regiones de la Cordillera Oriental, Valle Superior del Magdalena, Valle Medio del Magdalena, Piedemonte Llanero y Catatumbo, correspondientes a la parte E de la región andina. Las localidades que involucra son: Bogotá, Bucaramanga, Cúcuta, Tunja, Tame, Yopal, Villavicencio, Ibagué, Neiva y Garzón.

Esta extensa región por sus características Geológicas y Geográficas se ha dividido en cinco Subcuencas en la literatura geológica existente así: Cordillera Oriental, Valle Medio del Magdalena (VMM), Valle Superior del Magdalena (VSM), Piedemonte Llanero y Catatumbo.

2.2 Tectónica de Placas

El armazón de las placas se basa en el movimiento relativo de éstas. Es claro que la placa Sur Americana se mueve en dirección E a W entre tanto que la placa del Pacifico denominada de Nazca y Cocos se mueve en sentido contrario convergiendo a lo largo de la fosa Colombia – Ecuador (Pennington, 1981; Gómez et al., 2005a). Moviéndose a una velocidad entre 5 y 8 cm por año (Pilger, 1983; Kellog y Vega, 1995), generan una subducción normal con ángulo aproximado de 35° , definido a partir de la distribución de terremotos y de modelos tomográficos (Pennington, 1981; Taboada et al, 2000; Gómez,

2005b). A los 160 km al E de esta fosa, se presenta volcanismo andesítico en la parte alta de la Cordillera Central, como consecuencia de la fusión parcial de un segmento de la placa de Nazca (Vatin-Perignon et al., 1988; Thouret, 1989; Gómez, 2005b).

La Placa del Pacífico muestra claramente tres sectores, el sur dominado netamente por una subducción convergente que desarrolla un arco volcánico (Figura. 3), localizado al sur y parte media de la Cordillera Central de Colombia. Este arco presenta una terminación abrupta a partir de la zona de transferencia de Garrapatas, a partir de la cual los hipocentros de los terremotos marcan un cambio en el ángulo menor de subducción. Esto permitió que la acreción de terrenos desarrollara zonas de (*melange*) tectónico. El sector norte presenta una disminución marcada del ángulo de subducción para pasar al sistema de convergencia tipo Caribe.

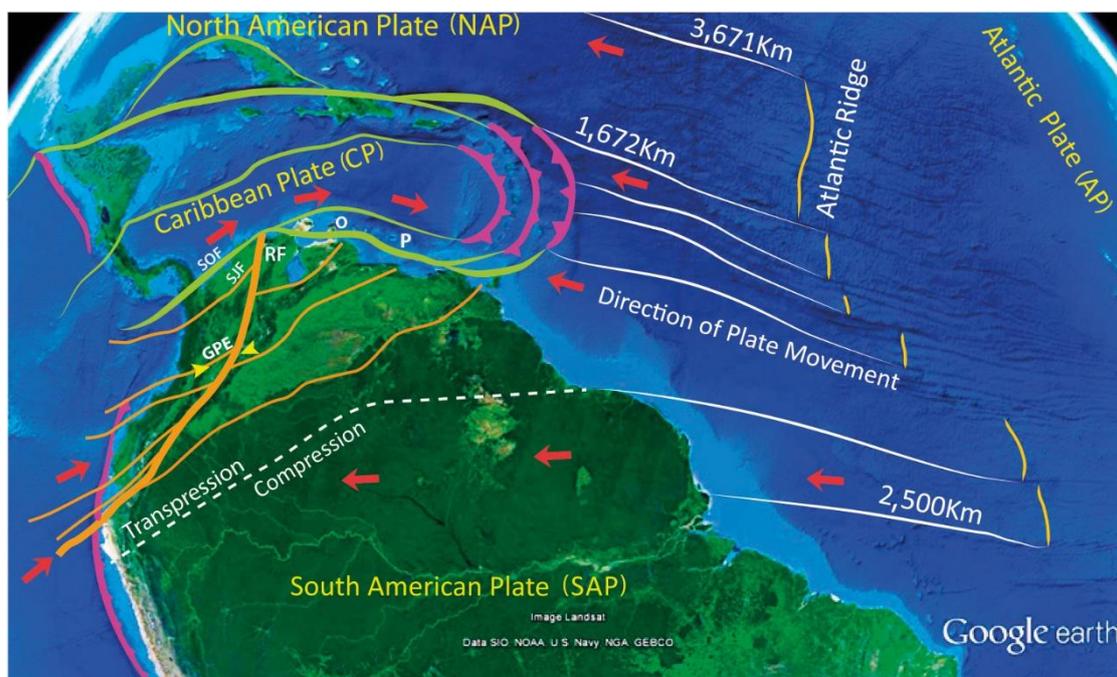


Figura. 2 Dirección del movimiento de las placas dan como resultado sectores de Subducción, Transpresión y transformación según la interacción de las placas y el ángulo de incidencia de estas.

La segunda, la placa Caribe, converge en forma oblicua hacia el SE bajo la placa de Sur América, con un desplazamiento aproximado de 1.8 cm al año, generando esfuerzos de cizalla que produce fallamiento rumbo dextral, a lo largo de la margen norte de Sudamérica (Kellog y Bonini, 1982; Pindell et al., 1998; Gómez, 2005b). Aunque este contacto no desarrolla un margen activo de convergencia de placas con claras zonas de terremoto y volcanismo asociado a zonas de subducción, se pudo definir una débil superficie de terremotos, buzando 20° hacia el SE, la cual fue interpretada como una porción de la placa

Caribe, buzando suavemente bajo el continente Suramericano (Pennington, 1981; Kellog y Bonini, 1982; Gómez, 2005b).

Este comportamiento anómalo se atribuye a que la placa Caribe presenta un espesor anormal de corteza oceánica (10 a 15 Km.), y opuso resistencia a una subducción de carácter normal (Burke et al., 1978; Duncan y Hargraves, 1984; Gómez, 2005a), explicando la inexistencia de volcanismo andesítico en el margen norte de Colombia (Pennington, 1981), pero la geometría y estilo de deformación muestran más un carácter rumbo deslizante de la parte norte de Colombia.

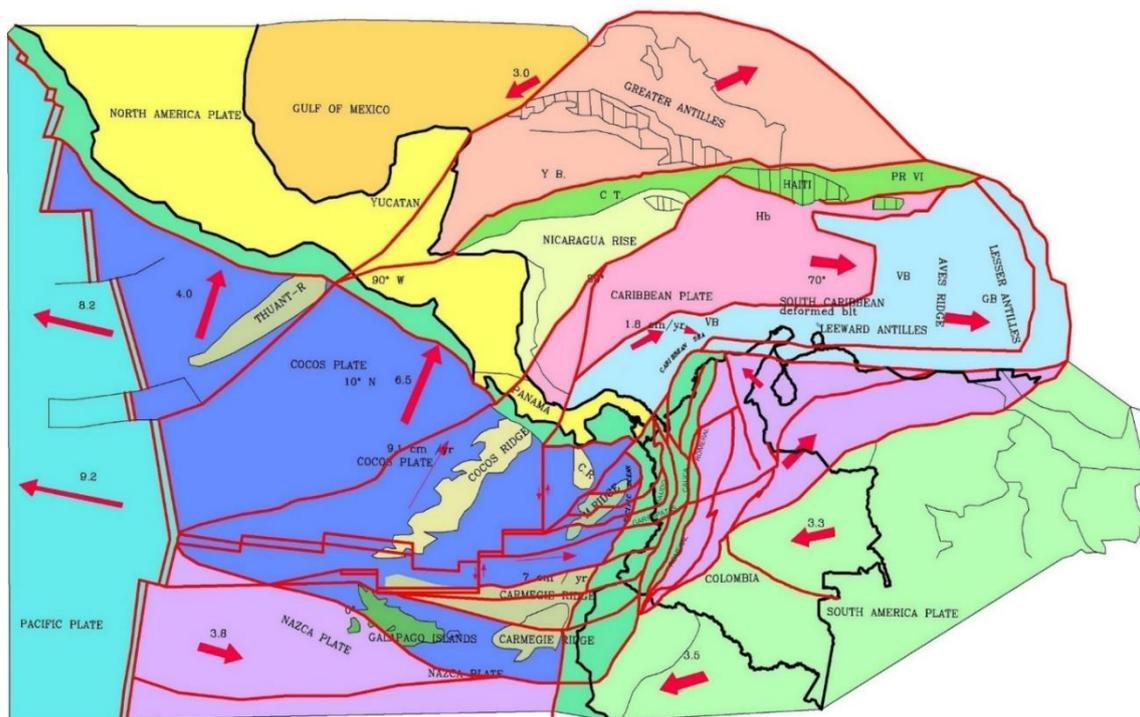


Figura. 3 Esquema Tectónico de Colombia modificado de Gómez (2001), Díaz y Ramos, (2004).

La deformación y los rasgos tectónicos asociados al límite de la placa Caribe muestran claramente que no corresponden a un margen de tipo convergente. Esto se evidencia más en dirección de SW a NE, lo que permite plantear que este margen es de tipo transpresivo y está enmarcado en un contexto de abducción, generando Subcuencas "pull apart" o fosas con relevos en "échenlo", las cuales están cubiertas por depósitos post miocenos en la zona de "back arc". En el sector de fore arc, presenta una serie de imbricaciones prisma acrecentivo del Sinú. Este presenta una forma de crecimiento mayor en los sectores en los cuales es más oblicua la componente de compresión y muy pequeño a medida que éste se hace tangencial.

La Cordillera de los Andes, tanto en Colombia como en Venezuela se mueve como una pequeña placa o microplaca a lo largo de un sistema de fallas que limitan el frente oriental

de la Cordillera Oriental (la Falla de Altamira – Suaza, la falla de cabalgamiento del Piedemonte llanero y los cinturones plegados asociados) (Pennington, 1981; Kellog y Vega, 1995; Gómez *et al.*, 2005b). Los mecanismos focales de los terremotos generados en la corteza, son atribuibles a esta zona de falla que revela una compresión perpendicular al rumbo estructural de la Cordillera Oriental y fallamiento rumbo deslizantes de carácter dextral (Pennington, 1981; Gómez *et al.*, 2005a).

Cabe anotar que la deformación planteada en estas zonas corresponde más a un sistema transpresivo que compresivo, ya que se encuentran megafallas de inversión y/o cabalgamiento y fallas con carácter de rumbo. Igualmente los núcleos de basamento presentan una serie de variaciones que están limitados por fallas de rumbo.

La disposición de las placas en el Eoceno superior (Figura. 4) y la posterior acreción de terrenos tectonoestratigráficos (Etayo *et al.*, 1983), generaron una serie de esfuerzos transpresivos que llevaron a la inversión de la cuenca Colombiana (Cooper *et al.*, 1995) y cuyo registro estratigráfico lo muestra en la discordancia del Eoceno superior, que presenta y ha sido documentada para toda la parte NW de Sur América (Gómez *et al.*, 2005a).

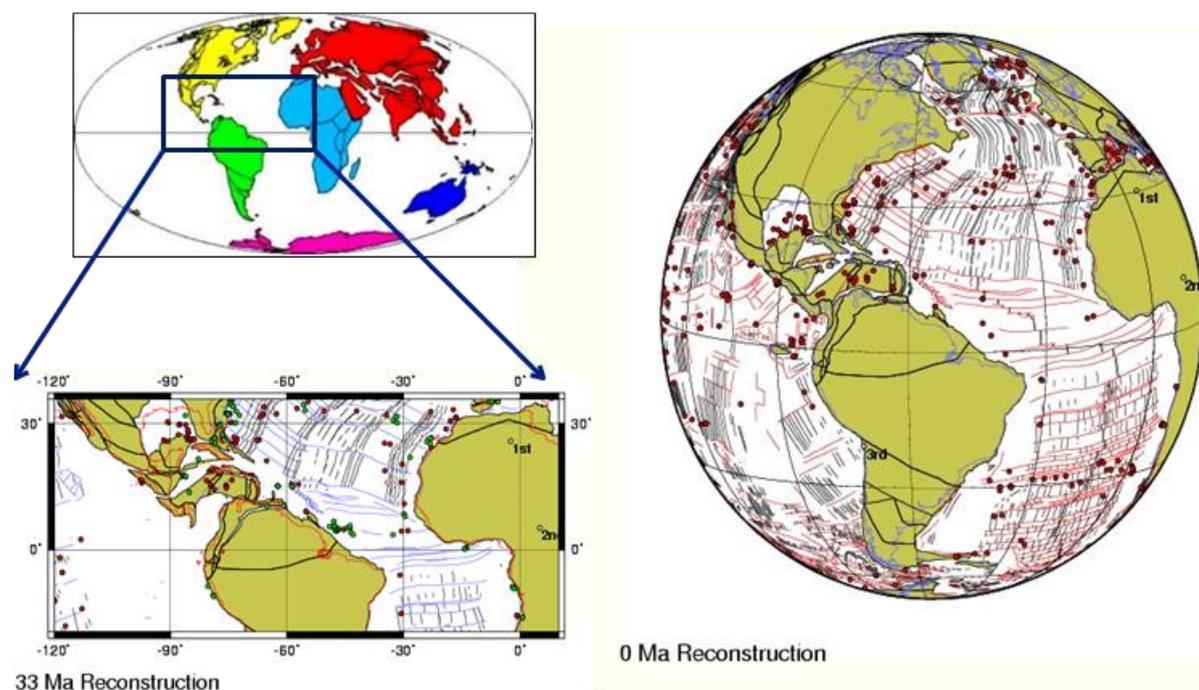


Figura. 4 Modelo de Placas tectónicas Eoceno, 30 ma. de Edad.

El arreglo de las placas tectónicas muestra que la acreción de terrenos tectonoestratigráficos en la parte NW de Sur América se divide en dos sectores, uno de acreción y compresión al sur y otro de acreción y transpresión al norte del punto de inflexión marcado por la Falla de Romeral. Este arreglo se sintetiza en la Figura. 5

La formación de la Cordillera de los Andes y las cuencas colombianas se produjo por una compleja fragmentación y subducción de placas oceánicas adyacentes, acreción de terrenos y deformación intracontinental (Etayo-Serna *et al.*, 1983; Gómez *et al.*, 2005a, Ardila y Díaz 2015). En la publicación Mapa Preliminar de Terrenos Geológicos de Colombia, plantean que los terrenos Meta, Vichada, Guaviare y Amazonía estuvieron yuxtapuestos a través de la Paleo sutura de Guaicáramo con un segundo mega terreno, cuyo límite occidental es la Paleo sutura de Romeral ver Figura. 5 y compuesto por terrenos más pequeños pero que comprenden un origen común. Según ellos, pudo haber sido el primer terreno acrecentado a la margen continental del Escudo Guayanés, como producto de colisiones continentales a comienzos del Paleozoico (Etayo-Serna *et al.*, 1985) ver Figura. 6 .

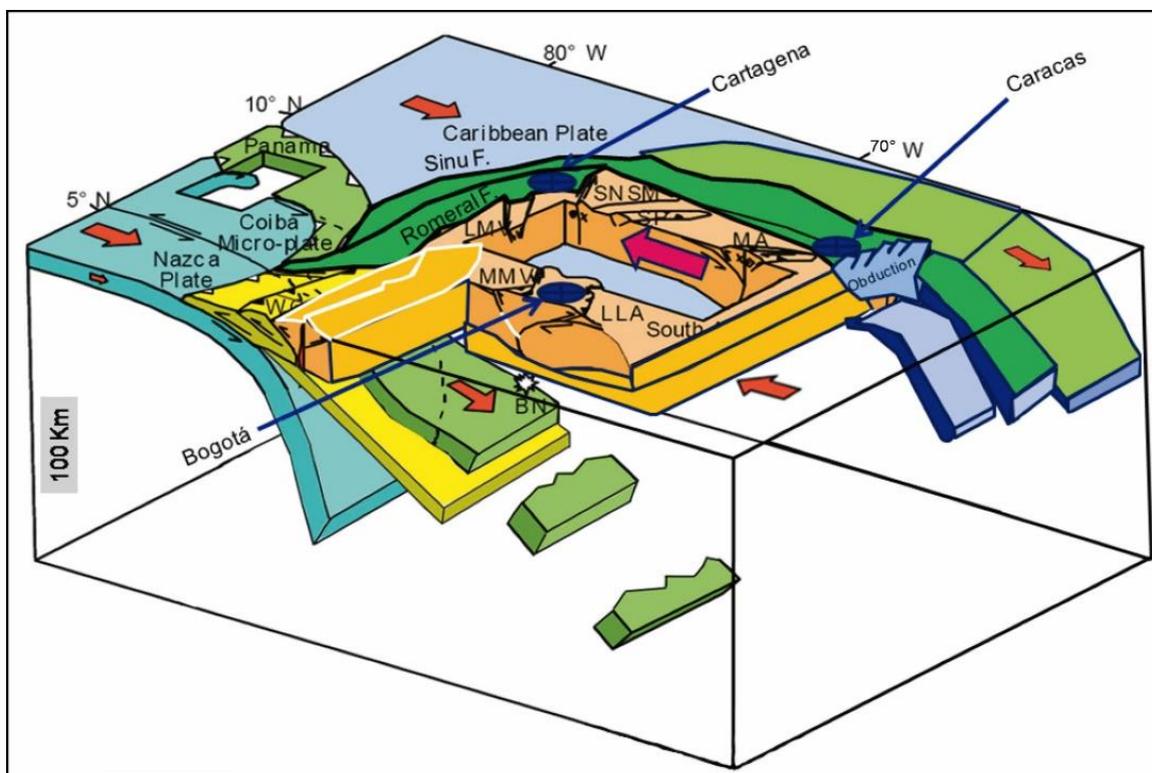


Figura. 5 Modelo de la Configuración de las Placas Tectónicas en el Norte de Sur América. Vista desde el SE.

A finales del Pérmico (?) o comienzos del Triásico en este Mega terreno se presenta un rafting a través del cual se presentan las primeras incursiones marinas, debido posiblemente a cambios estáticos globales del nivel del mar, desde finales del Triásico hasta finales del Jurásico, cuando se crea la boca de un aulacógeno producto del rifting, que toma dirección E hacia Bogotá y luego coge en dirección NE hacia Venezuela, iniciándose con este proceso el ingreso marino durante el Berriasiano, Cretácico inferior (Etayo-Serna *et al.*, 1985).

Acreciones episódicas de terrenos oceánicos (arcos de islas y corteza oceánica) y sedimentos pelágicos de fosa, ocurrieron al W del sistema de Romeral desde el Cretácico Temprano, a través del Cenozoico (Etayo Serna *et al.*, 1983). El Terreno Amaime (Valle del Cauca), la Cordillera Occidental y el Arco Panamá – Baudó fueron acrecionados durante el Cretácico medio a temprano, Cretácico tardío al Paleógeno temprano y Mioceno tardío a Plioceno, respectivamente (Etayo – Serna *et al.*, 1983; Mc Court *et al.*, 1984; Duque – Caro, 1990b).

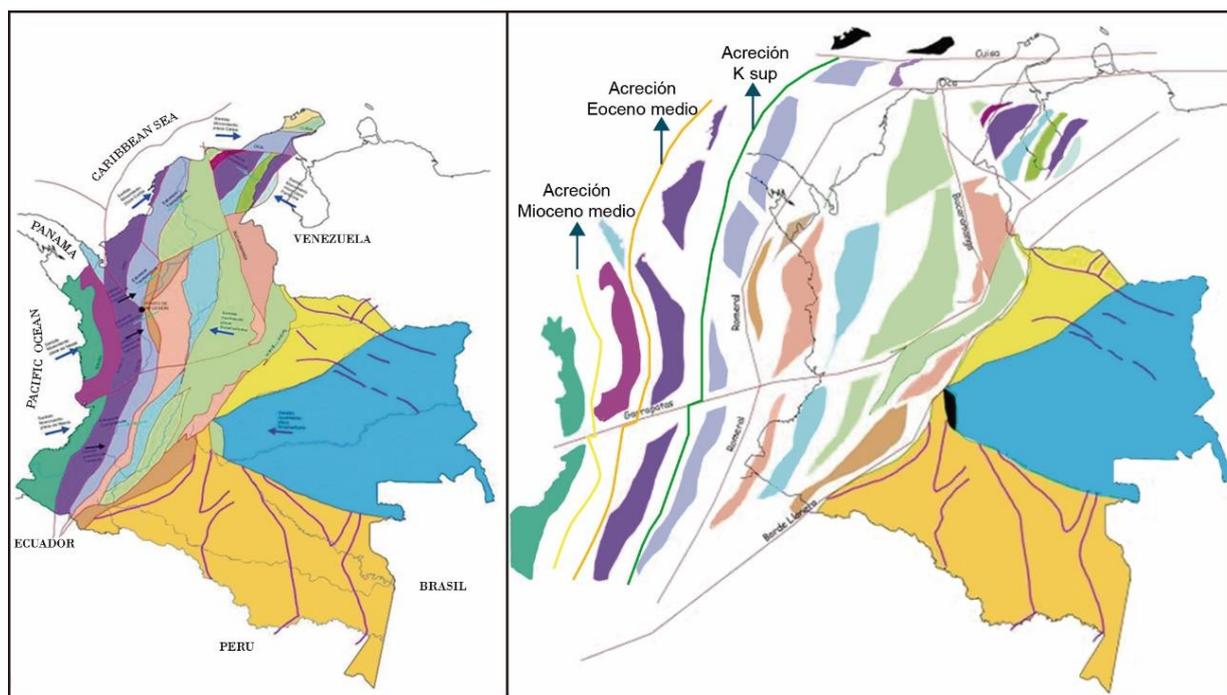


Figura. 6 a) Armazón estructural con base en el concepto de Terrenos, Etayo *et al.*, 1983; b) Terrenos Acrecionados a la margen W de Colombia, con restauración palinspástica y sucesión de acreciones Cretácico superior (hasta la línea verde), Eoceno medio (línea Naranja) y Mioceno medio (Línea Amarilla).

2.3 Marco Regional

El sistema de Fallas de Romeral limita el flanco Oeste de la Cordillera Central y corresponde a una estructura de gran magnitud (sutura) que divide a Colombia en dos partes. Al Este de la Falla de Romeral el basamento tiene afinidad continental, mientras al Oeste, las rocas corresponden a terrenos oceánicos acrecionados al continente durante varios episodios de colisión (Barrero *et al.*, 1969; Etayo – Serna *et al.*, 1983; Gómez, (2001),). Este sistema de Fallas es considerado el remanente de una antigua zona de Benioff con vergencia W (Campbell, (1968), Barrero *et al.*, 1969; Case *et al.*, 1971; Case *et al.*, 1973; Barrero, 1979).

El basamento que se encuentra al E de la Falla de Romeral es de afinidad continental, y corresponde a rocas metamórficas, facies granulitas, que están expuestas en la Cordilleras Central y Oriental, el Macizo de Santa Marta y también bajo las cuencas del Amazonas y los Llanos. (Tschanz *et al.*, 1974; Barrero y Vezga, 1976; Galvis *et al.*, 1979; Kroonenberg y Diederix, 1982; Etayo Serna *et al.*, 1983).

En el margen W de la Cordillera Central predominan rocas metamórficas de presiones medias y bajas con rocas meta volcánica (<biblio>), instruida por extensos platones. El basamento continental en la Cordillera Oriental está subyacente por rocas meta sedimentarias de bajo grado (Restrepo, 1995).

La convergencia de las placas de Nazca y el Caribe y el movimiento de colisión del arco Panamá – Baudó en Sur América, generó un estado total de esfuerzos compresionales intracontinentales, cuya consecuencia fue la activación de fallas inversas y rumbo-deslizantes con sus pliegues asociados (Pennington, 1981; Kellog y Bonini, 1982; Pindell *et al.*, 1998). Esta superposición de fallas ocasionó la presencia de esfuerzos transpresivos, generando la división de la cordillera de los Andes colombianos, en bloques tectónicos romboédricos, orientados en dirección N55° - 60°E y N60°W, los cuales tienen movimientos entre sí y contactos activos (Pennington, 1981; Kellog y Vega, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Gómez *et al.*, 2005a; Díaz y Ramos., 2004).

La variabilidad geométrica de estos sistemas de pliegues y thrust en el mapa y vistas en las secciones, es atribuida a un arreglo poligonal de anisotropías mecánicas preexistentes en el basamento Pre Cretácico (Butler y Escamel, 1988).

La acreción del arco de Panamá – Baudó comenzó hace 12.9 millones de años, (Duque-Caro, 1990c) y ha sido interpretada como la causa del impulso más intenso del levantamiento de la Cordillera Oriental (Colleta, 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder y Chamberlain, 1995). La configuración presente de la Cordillera Oriental se caracteriza por zonas de thrust y cinturones plegados, con vergencias opuestas E y W, los cuales cabalgan los Llanos Orientales y el VMM, VSM, respectivamente, produciendo cinturones plegados en las Cordilleras Central y Oriental (Butler y Schamel, 1988; Schamel, 1991).

El Valle Superior del Magdalena (VSM), constituye una cuenca elongada con orientación NNE-SSW, limitada al W por las Fallas de Mulatos con vergencia E y al oriente por la falla inversa Suaza-Altamira, de vergencia W y su límite norte con el VMM, corresponde a la Falla de Ibagué, la cual produce un cinturón plegado y variaciones tanto estratigráficas

como estructurales hacia el norte. El margen W del VMM es una superficie deposicional onlap, de depósitos que terminaron de colmatar la cuenca.

Aunque la acción del fallamiento de rumbo tuvo importancia en la deformación de la Cordillera Central a lo largo del VMM, un componente de deformación compresional mayor ocurrió generando su levantamiento más importante (Gómez *et al.*, 2005a). La configuración geométrica permite inferir que los esfuerzos transpresivos generaron la inversión de las cordilleras.

La Cordillera Central puede representar a escala de la corteza, una estructura en flor positiva (Barrero, 1979) y su deformación envuelve una combinación de Fallas de Rumbo (“Strike – Slip”) y fallamientos inversos (deformación transpresional) (Mc Court *et al.*, 1984; Schamel, 1991; Pindell *et al.*, 1998). La Cordillera Central parece estar segmentada por largas fallas en échelon ENE-NE, con movimiento de rumbo dextral. Al sur de éstas, está la Falla de Altamira, la cual es continua dentro de la Cordillera Oriental (Mc Court *et al.*, 1984; Schamel, 1991; Pindell *et al.*, 1998; Gómez *et al.*, 2005b).

2.4 Estratigrafía del Eoceno

Este trabajo se centra en las unidades litoestratigráficas del Eoceno Superior en diferentes localidades (Figura. 7), depositadas por encima de la discordancia del Eoceno, aunque también se referenciaron las unidades infra y suprayacentes. Además, se tomaron las diferentes cuencas definidas por la literatura encontrada: Cordillera Oriental (CO), Valle Superior del Magdalena (VSM), Valle Medio del Magdalena (VMM), Piedemonte Llanero (PLI) y Catatumbo (CA).

Para cada una de las unidades presentes en el área de estudio fueron descritos entre otros aspectos los siguientes: Autor; Localidad tipo; Posición estratigráfica y Edad, Facies dominantes y subordinadas, Espesores, Contactos y por último, los Ambientes de depósitos.

Al final de cada cuenca o sector de cuenca, se presenta una tabla resumen con las formaciones que la integran, códigos y nombres de facies presentes en la unidad y por último, distribución en la base, parte media y techo discriminando si son facies dominantes o subordinadas.

En las unidades de facies arenosas con estratificación cruzada y con imbricación de cantos de facies conglomeráticas fueron tomadas las medidas de paleocorrientes, a las cuales se

les hicieron las respectivas correcciones; éstas fueron las formaciones Cacho, Picacho, Hoyón, La Paz, Palermo, Chicoral y Mirador.

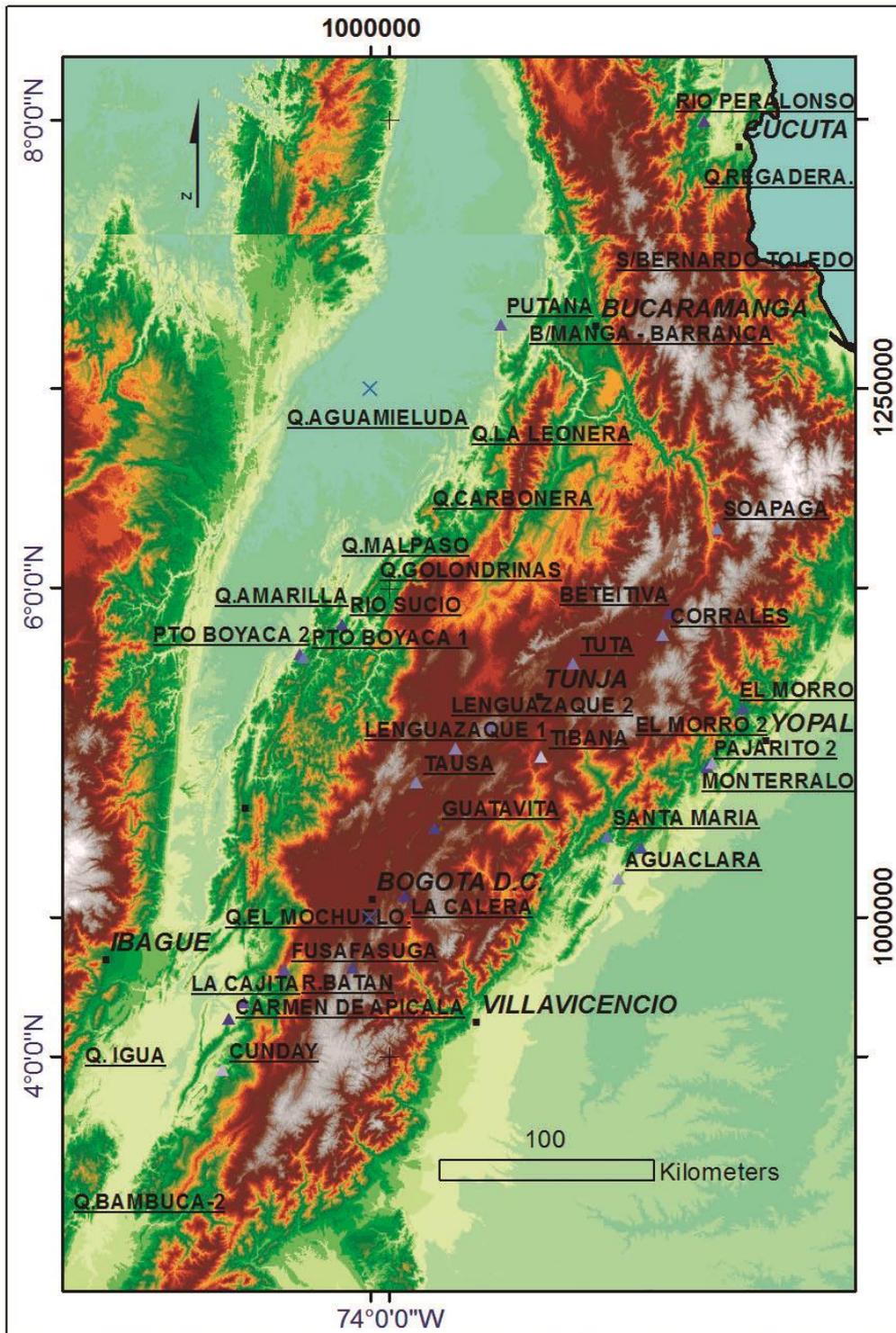


Figura. 7 Mapa de localización de las secciones estratigráficas levantadas del Eoceno superior.

3.RESULTADOS

3.1 Estratigrafía

La información existente acerca de las sucesiones litoestratigráficas para las unidades que representan el Eoceno superior en Colombia fue sintetizada por Porta, J., (1974), quien elaboró "Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, Colombie, Volume V, Fascicule 4 B. Tertiaire Et Quaternaire Union Internationale Des Sciences

Géologiques, Centre National de la Recherche scientifique. "Este trabajo permitió establecer la nomenclatura estratigráfica utilizada en Colombia de las sucesiones litoestratigráficas por regiones, que después por uso general se han denominado Cuencas, sin aclarar cómo ésta denominación cumple o no las normas establecidas por la Guía Estratigráfica internacional; sino que se debe más a un uso operativo de la industria petrolera.

En este capítulo se trata las unidades litoestratigráficas resumiendo en definitiva el trabajo de Porta (1974). No obstante, se contribuyó en esta tesis con una mayor precisión estratigráfica y litoestratigráficas de las unidades, para ello se levantaron 39 columnas estratigráficas originales y se han realizado muchas correlaciones estratigráficas nuevas. Con todo ello, han solucionado muchos de los problemas de la deformación y la continuidad lateral cartográfica de dichas unidades.

Las aportaciones a la estratigrafía física regional de este trabajo contribuyen sin duda con una aportación relevante e innovadora al conocimiento de la estratigrafía del Eoceno Superior en Colombia.

Con base en lo anterior, y para poder entender como varía la nomenclatura si por regiones se desarrolló el presente trabajo respetando la división geográfica así:

Cordillera Oriental

- Sector Sabana de Bogotá
- Sector Boyacá ‘ Santander

Valle Superior del Magdalena

- Sector Sur por otros denominado por uso común sub cuenca de Neiva.
- Sector Norte denominado sub cuenca de Girardot.

Valle Medio del Magdalena

- Sector Sur denominado Sinclinorio de Guaduas.
- Sector Norte.sector La Cira - Infantas

Piedemonte Llanero y Catatumbo

- Corresponden al área de influencia de los llanos Orientales de Colombia denominada Piedemonte y Catatumbo área de exploración más asociada a la cuenca de Maracaibo.

Con el fin de aclarar la subdivisión geográfica actual con respecto a la de las cuencas o Subcuencas del Eoceno en Colombia parto de esta división geográfica.

3.1.1 Estratigrafía física.

La Cordillera Oriental ubica una serie de Subcuencas del Eoceno superior de tipo “piggy back” orientadas NNE, limita hacia el W con las Subcuencas del Valle Superior del Magdalena y del Valle Medio del Magdalena y hacia el E limita con la Subcuencas del Piedemonte Llanero. La Cordillera Oriental presenta alturas entre los 600 a 3.800 msnm, en esta región se concentra la mayor parte de la población Colombiana, en la 0 se muestra la localización de las columnas estratigráficas levantadas en el área (descripción detallada en Anexo de columnas estratigráficas). Para este trabajo la Cordillera Oriental fue dividida de dos sectores principales (Sabana de Bogotá al sur y Santander-Boyacá al norte).

En la Sabana de Bogotá el Eoceno está representado por la Formación Cacho, la cual se encuentra suprayaciendo la Formación Guaduas e infrayace la Formación Bogotá (Figura. 9), con un espesor que varía entre 105 a 260 m, constituida por tres miembros, a la base

arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en artesa principalmente, en capas medias a gruesas lenticulares, son sucesiones grano decrecientes incompletas; el miembro medio son arcillolitas a lodolitas en capas finas tabulares con laminación plano paralela continua y algunas interestratificaciones de capas finas de arenitas de grano medio a fino lenticulares; el miembro superior conformado por arenitas de grano medio localmente conglomeráticas en capas medias lenticulares con laminación inclinada en artesa y planar.

3.1.1.1 Formación Guaduas (TKG)

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Cacho ver Figura. 9 levantándose los 50 m superiores de la Formación Guaduas, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Hettner (1892) introdujo el término Guaduas como “Stufe der Guaduasschichten” que procede de la población de Guaduas al oriente de Bogotá (Departamento de Cundinamarca). El nombre se extendió por una amplia geografía, principalmente por la Sabana de Bogotá. Una detallada historia de las acepciones que se han dado al término se encuentra en el Léxico Estratigráfico de Colombia (Solé de Porta in Porta, 1974).

Localidad tipo: Se admite como estrato tipo la sucesión en Guatavita, al noreste de Bogotá (Departamento de Cundinamarca) que propuso Hubach (1950) publicado en (1957b) y siguieron Van der Hammen (1958, 1961); Campbell (1965); Julivert (1963); Solé de Porta (1970) y Sarmiento (1992a, 1994).

Sarmiento (1993) estudió los afloramientos del Sinclinal de Chegua-Lenguazaque (Departamento de Cundinamarca) localizados al norte de Guatavita.

Posición estratigráfica: Suprayace la Formación AreniscaTierna e infrayace la Formación Cacho o Picacho.

Edad: Los datos palinológicos indican una edad Maastrichtiense superior-Paleoceno (Van der Hammen, 1954, 1957a, 1957b; Solé de Porta, 1970, 1971; Sarmiento, 1993; Van Houten y Travis, 1968), consideran erróneamente que la Formación Guaduas en la Sabana de Bogotá es de edad cretácica y sitúan el límite Cretácico-Paleoceno dentro de la Formación Bogotá.

Facies: En general la Formación Guaduas presenta predominio de facies finas de arcillolitas y lodolitas color gris café a gris oscuro, maciza (Arm, Lm) y

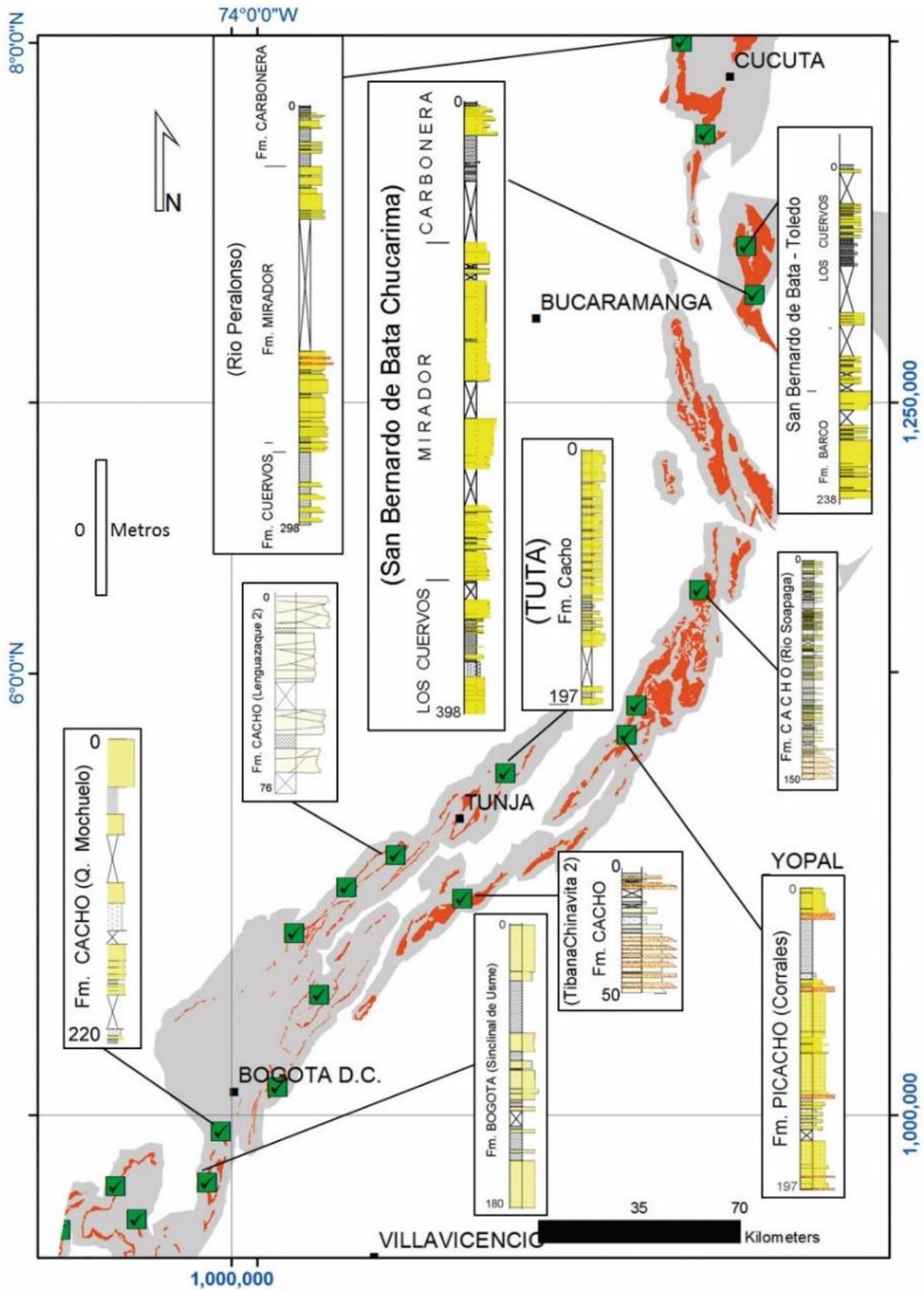


Figura. 8 Localización de la Cordillera Oriental, columnas estratigráficas levantadas.

lodolitas con laminación horizontal (Loh). Como facies subordinadas se presentan interposiciones de Arenita con laminación ondulosa (Ao). Es común la ocurrencia de capas de carbón (Car), hacia la parte media inferior de la unidad ver. Tabla 1.

El contacto con la unidad infrayacente es concordante abrupto y su espesor varía entre 500 y 1000 m.

Ambiente de depósito: El predominio de facies finas de lodolitas y arcillolitas con laminación horizontal (Lh, Arh), reflejan transporte y depósitos en suspensión en ambientes de baja energía. La presencia de fantasmas de raíces, y de carbón (Car) indica ambientes continentales, principalmente de pantanos. Las facies subordinadas de arenitas con laminación cruzada y ondulada (Axp, Ar) en fase y desfase –ripples- indican cercanía a la costa.

3.1.1.2 Formación Cacho (TEC)

El término Formación Cacho ver Figura. 9 se ha empleado de varias formas como: Formación Cacho (Col. Soc. Petr. Geol. Geoph., 1961), Arenisca del Cacho (Hubach, 1957a), Conjunto de Cacho (Hubach, 1945, p. 34), Horizonte Cacho, Zona Cacho de areniscas (Scheibe, 1934b, p. 21).

Autor: Scheibe (1934a) es el autor del nombre. Scheibe considera esta arenisca dentro de la Formación Guaduas, término al que hoy se da un sentido más restringido, y considera el Cacho como la zona limítrofe superior del conjunto II del Guaduas; por encima del Cacho se encontraría el conjunto III (hoy Formación Bogotá). A la capa de areniscas siguiente al Cacho la denomina Super cacho, entre ambas areniscas cita esquistos oscuros con capitas de unos 0,20 m de carbón.

Modificaciones al sentido original y sentido actual. – Hubach (1945, p. 34, lám. 8), divide el Cacho en Infra cachó y Supra cachó con lo cual el nombre Cacho queda tal vez ampliado abarcando el Supercacho de Scheibe (1934a), que equivaldría al Supra cachó de Hubach; no obstante la columna estratigráfica de Scheibe en Zipaquirá no tiene suficiente exactitud para poder determinar si en efecto lo que se ha llamado Supra cachó con posterioridad corresponde al Supra cachó de Scheibe (1934b).

Localidad tipo: Se encuentra al Sur este de Zipaquirá en el cerro El Cacho, la cual no presenta buenos afloramientos. Para el presente trabajo se plantean como estrato tipo la sección de la Quebrada El Mochuelo en el Sinclinal de Usme y la del Sinclinal de Lenguaque, con base en la sucesión que se observa en estos sitios se puede dividir la

Formación Cacho en tres miembros diferenciables litológica y cartográficamente. El inferior constituido principalmente por sucesiones grano decrecientes de conglomerados a arenitas cuarzosas de grano medio; el medio principalmente lodolitas con algunas intercalaciones de arenitas de grano fino; el superior consta de sucesiones grano decrecientes pequeñas de arenitas a lodolitas. Para este trabajo se levantaron secciones en Lenguaque, Chinavita, Quebrada El Mochuelo, Sinclinal de Usme, Fusagasugá y Rio Batán.

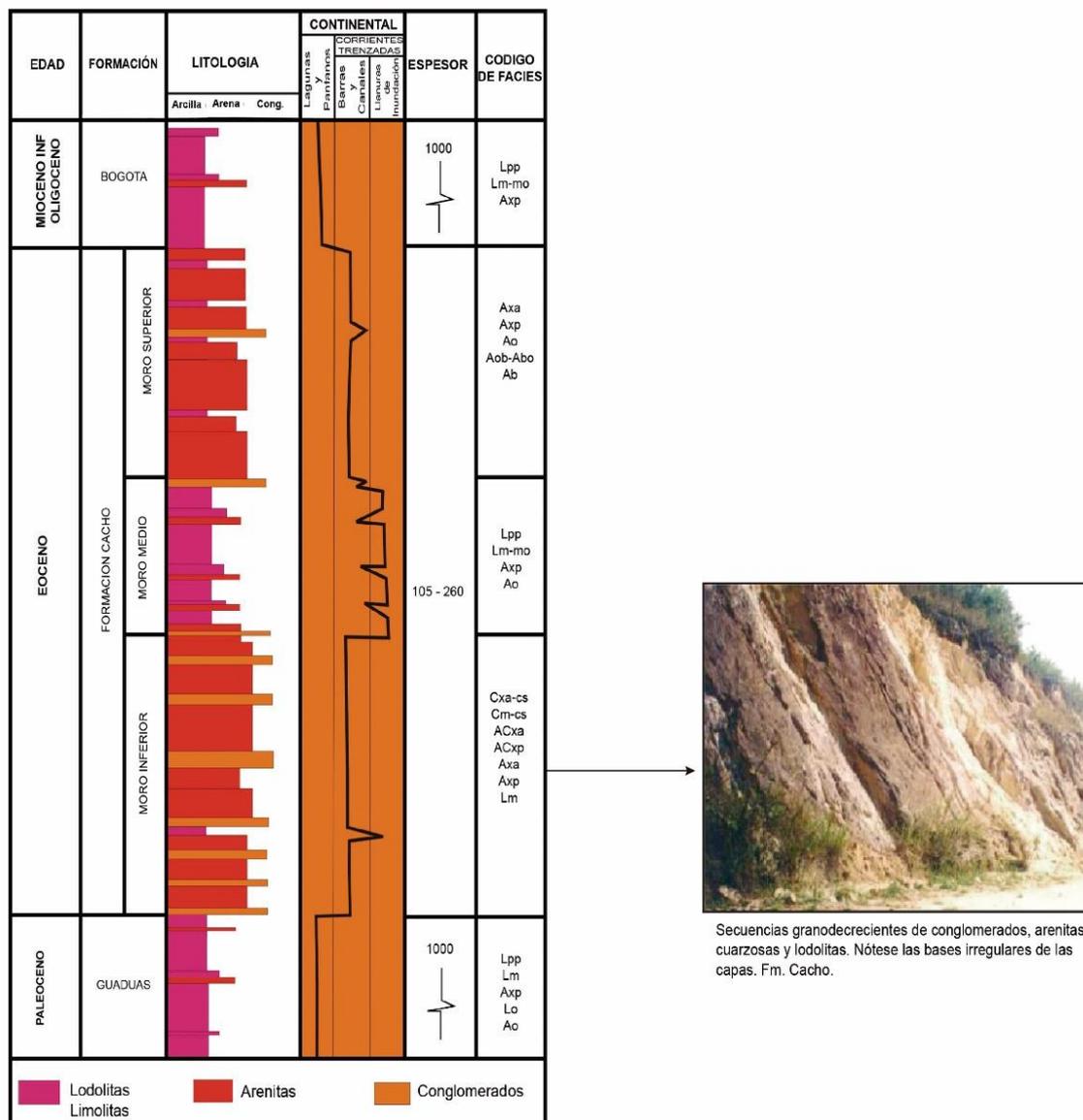


Figura. 9 Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Cacho, Cordillera Oriental, sector Sur.

Posición estratigráfica: La Formación Cacho se sitúa entre las Formaciones Guaduas y Bogotá. El contacto inferior en su localidad de referencia se describe como nítido y localmente discordante.

Edad: La edad planteada para la Formación es Eoceno Medio a Superior (González, 1967).

Facies: La Formación Cacho se puede dividir en tres miembros a partir de las facies.

El miembro Inferior Constituido principalmente por sucesiones grano decrecientes incompletas cuya base lo conforman facies de conglomerados arenoso portados, oligomícticos (Cmsao), cintas de conglomerados oligomícticos clasto soportados (Cce), que gradan normalmente a facies de arenitas conglomeráticas con estratificación cruzada (ACxp). Luego continúan arenitas cuarzosas con estratificación cruzada planar (Axp) en menor proporción cruzada en artesa (Axa) y en épsilon (Axe). Es muy común la ocurrencia de apilamientos o superposición de las facies de arenitas con estratificación cruzada. Ocasionalmente se presentan sucesiones completas, que además de las sucesiones de facies descritas anteriormente, también incluyen facies de arenitas con laminación plana paralela (Ap) y finalizando, arcillolitas con laminación plana paralela (Arp) y lodolitas masivas (Lom). Entre las arenitas y las arcillolitas laminadas es común la ocurrencia de arenitas bioturbadas (Ab). Entre estas facies y las infrayacentes se presenta un intervalo ferruginoso, rico en siderita (Tabla 1).

Miembro Medio: Entre las facies dominantes se encuentran: Lodolitas gris clara y gris media con laminación ondulosa y horizontal por orientación de fragmentos vegetales (Lo - Lhv), lodolitas bioturbadas (Lb); lodolitas macizas gris clara a gris media (Lm); interlaminaciones de arenitas de grano muy fino y lodolitas onduladas y onduladas bioturbadas (lo-lob). Como facies subordinadas se encuentran arenitas cuarzosas de grano muy fino a fino con laminación cruzada tangencial a la base y cruzada en artesa en sets de escala pequeña y mediana (Axt, Axa), arenitas cuarzosas de grano fino y muy fino con laminación ondulosa en fase y desfase (Ao); arenitas cuarzosas, de grano fino y muy fino con laminación ondulosa bioturbada (Aob) y arenitas de grano fino bioturbada (Ab). Por último, carbón en laminillas milimétricas y capas muy finas (<15cm) (Cb).

Consiste de facies finas de lodolitas bioturbadas alternando con arenitas bioturbadas o con laminación cruzada de pequeña escala. Nótese la ausencia de facies gruesas en las sucesiones.

Miembro Superior. Comprende sucesiones grano decrecientes pequeñas de espesores métricos y decimétricos, que inician con arenitas laminadas (Al), continúan facies de arenitas laminadas a bioturbadas (Aob, Ab) y finalizan con facies heterolíticas (lo, lob), facies finas también laminadas y bioturbadas (Lo, Lob, Lhv)

El tercer tipo comprende sucesiones granocrecientes que inician con facies finas de lodolitas laminadas (Lhv), continúan facies heterolíticas (lo, lob) y finalmente terminan con facies de arenitas de grano muy fino a fino laminadas y bioturbadas (Ar, Aob).

Ambiente de depósito: Las facies dominantes de conglomerados (Cmsao, Cce, ACxp) en sucesiones grano decrecientes a arenitas con estratificación cruzada planar, en épsilon y en artesa (Axp, Axa, Axe, Ah), reflejan ambientes fluviales de alta energía, de corrientes trenzadas (Cuervo y Ramírez, 1985), corresponden a depósitos de canales de mayor orden, rellenos por migración lateral de point bars compuestas o complejas, se caracterizan por diferentes niveles, sobre las cuales migran lateralmente depósitos de barra proximal. Las facies finas (Arh y Lm) indican llanuras de inundación, con exposición subaérea, donde se desarrollan horizontes ferruginosos (Fe).

Para la parte media de esta unidad se estableció un ambiente de depósito fluvial con alta influencia lacustrina.

3.1.1.3 Formación Bogotá (TMB)

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Cacho levantándose los 50 m inferiores de la Formación Bogotá, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Referencia original: Hubach E (1945, escrito en 1933), Hubach (1957a), fue el primero que hizo referencia a esta unidad de composición arcillosa y yesífera, sin fósiles.

Localidad tipo: La región de Panga, al Noreste de Choachí (Departamento de Cundinamarca) Posición estratigráfica: Se encuentra en contacto concordante en medio de las Formaciones Cacho y Regadera en el área de la Sabana de Bogotá y suprayaciendo la Formación Picacho en Boyacá y Santander.

Edad: se le asigna una edad Oligoceno a Mioceno Inferior.

Facies: El segmento inferior se caracteriza por la interposición de gruesos intervalos decamétricos de arcillolitas macizas gris medio, gris verdoso (Arm), arcillolitas con laminación horizontal, debido a la orientación de fragmentos de plantas (Ah.v), como facies dominantes e intercalaciones de cuarzoarenitas con laminación ondulosa (Ao), cuarzoarenitas con estratificación cruzada en artesa (Axa), e inclinada tipo épsilon (Axe) de escala media, como facies subordinadas.

En el intervalo superior las facies predominantes son cuarzoarenitas con laminación horizontal discontinua por bioturbación (Ah-b). Algunos segmentos decimétricos de arenitas con laminación inclinada en artesa (Axa) y cruzada planar (Axp), separados por paquetes métricos de capas decimétricas, tabulares de arenitas con laminación horizontal (Ah), ver Tabla.

Ambiente de depósito: La presencia masiva de Facies finas de arcillolitas macizas y con laminación horizontal (Arm, Arh), al igual que la existencia de carbón en láminas (Car), sugieren un medio de baja energía, de carácter anóxico correspondiente a zonas de lagunas. Las facies de arenitas laminadas de pequeña escala (Axa, Ao, Axe, Ahb, Axp), representan canales secundarios, o de orden menor, disectando los pantanos.

FORMACIÓN	CODIGO DE FACIES	NOMBRE DE LA FACIE	CUENCA: Cordillera Oriental (Sabana de Bogotá)
BOGOTÁ	Arm	Arcillolitas macizas	D
	Ah.v	Arcillolitas con laminación horizontal	D
	Ao	Cuarzoarenitas con laminación ondulosa	S
	Axa	Cuarzoarenitas con estratificación cruzada en artesa	S
CACHO SUP.	Al	Arenitas laminadas	D
	Aob	Arenitas cuarzosas con laminación ondulosa bioturbada	D
	lo, lob	Heterolíticas	S
	Ar, Aob	Lodolitas laminadas y bioturbadas	S
CACHO MED.	Lo - Lhv	Lodolitas con laminación ondulosa y horizontal	D
	Lb	Lodolitas bioturbadas	D
	Lm	Lodolitas macizas	D
	lo-lob	Interlaminaciones de arenitas de grano muy fino y lodolitas onduladas y onduladas bioturbadas	D
	Axt, Axa	Arenitas cuarzosas con laminación cruzada tangencial a la base y cruzada en artesa en sets de escala pequeña y mediana	S
	Ao	Arenitas cuarzosas con laminación ondulosa en fase y desfase	S
	Aob	Arenitas cuarzosas con laminación ondulosa bioturbada	S

	Ab	Arenitas bioturbadas	S
	Cb	Laminillas de carbón	S
CACHO INF.	Cmsao	Conglomerados arenosoportados, oligomícticos	D
	Cce	Conglomerados oligomícticos clasto soportados	D
	ACxp	Arenitas conglomeráticas con estratificación cruzada	S
	Axp	Arenitas cuarzosas con estratificación cruzada planar	S
	Axa	Arenita cruzada en artesa	S
	Axe	Arenita cruzada en épsilon	S
	Ap	Arenitas con laminación plana paralela	S
	Arp	Arcillolitas con laminación plana paralela	S
	Lom	Lodolitas masivas	S
	Ab	Arenitas bioturbadas	S
GUADUAS	Arm, Lm	Arcillolitas y lodolitas macizas	D
	Loh	Lodolitas con laminación horizontal	D
	Ao	Arenita con laminación ondulosa	S
	Car	Carbón	S

Tabla 1. Facies de Formación de Edad Eocena y Distribución Cordillera Oriental. (Sabana de Bogotá) D: Facies Dominantes S: Facies Subordinales

En el área de Boyacá – Santander para el presente proyecto la formación de interés en la zona Boyacá-Santander es la Formación Picacho, se encuentra discordante sobre Formación Socha e infrayaciendo a la Formación Concentración (Figura. 10), con un espesor que varía entre 100 a 190 m, constituida por tres miembros, a la base arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en artesa festonada, en capas medias a gruesas lenticulares, separadas por contactos irregulares erosivos, son sucesiones grano decrecientes incompletas; el miembro medio son arcillolitas a lodolitas en capas finas tabulares con laminación plano paralela continua, localmente se aprecia bioturbación, fantasmas de raíces y algunas interestratificaciones de capas finas de arenitas de grano fino; el miembro superior conformado por arenitas de grano medio localmente conglomeráticas en capas medias lenticulares con laminación inclinada en artesa y planar.

3.1.1.4 Formación Socha superior (TPSS).

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Cacho levantándose los 50 m superiores de la Formación Socha superior, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Alvarado y Sarmiento (1944).

Localidad tipo: La localidad tipo está situada entre las poblaciones destaca y Corrales en Boyacá, en cercanías del municipio de Socha.

Posición estratigráfica: Se encuentra entre dos conjuntos masivos de areniscas, la Formación Socha Inferior y la Formación Picacho. El contacto con la Formación Picacho es para conformé.

Edad: Paleoceno temprano a tardío.

Facies: Constituido predominantemente por facies de limolitas y arcillolitas con laminación horizontal (Lih, Arh). Como facies subordinadas se presentan esporádicos bancos de areniscas con laminación cruzada planar (Axp). Es común hacia la base la presencia de lignitos en capas decimétricas (Car). Su espesor varía entre 140 y 160 m, ver Tabla 2.

Ambiente de depósito: La presencia masiva de Facies finas de arcillolitas y limolitas con laminación horizontal (Arh, Lih), indican depósitos en suspensión en ambientes de baja energía, tranquilos, correspondiente a zonas lagunares en llanuras de inundación de sistemas fluviales. Las facies arenosas con laminación cruzada (Axp, Axa), representan canales secundarios disectando las zonas aisladas de pantanos.

3.1.1.5 Formación Picacho (TEPC)

Autor: Alvarado y Sarmiento (1944).

Localidad tipo: La sección tipo de esta Formación se encuentra al norte de Betéitiva en las proximidades de los Cerros El Fraile y Picacho, del cual deriva su nombre, situados al W de Paz del Río.

Posición estratigráfica: La Formación Picacho esta discordante sobre la Formación Socha Superior e infrayace también en discordancia a la Formación Concentración.

Edad: Eoceno tardío.

Facies: La unidad, puede subdividirse en tres partes: La base y el techo son arenitas y conglomerados como facies dominantes y la parte media dominada por facies finas.

La base consiste principalmente en sucesiones grano decreciente incompleto que pueden iniciar con conglomerados arenosoportados masivos (Cmsa), seguida por arenitas conglomeráticas con estratificación cruzada planar (ACxp). Las facies dominantes corresponden a arenitas con estratificación cruzada planar (Axp). Es común la ocurrencia de

arenitas con estratificación cruzada en épsilon (Axe) y en menor proporción también pueden presentarse cintas de conglomerados (Cce) y arenitas con laminación horizontal. Las facies finas se encuentran ausentes u ocasionalmente pueden estar presentes en la parte superior de algunas sucesiones grano decrecientes.

La parte media de la unidad la constituyen sucesiones decamétricas de interestratificaciones finas de limolitas y arcillolitas abigarradas con laminación horizontal (Lih, Loh), e interposiciones menores de capas gruesas de arenitas con estratificación cruzada planar (Axp).

El techo de la formación tiene una composición similar a la base, de sucesiones grano decrecientes incompletas, aunque con las facies conglomeráticas (Cmsa, Cce y ACxp), subordinadas a las arenitas con estratificación cruzada planar (Axp) que constituye las facies dominantes en esta parte de la unidad, ver Tabla 2.

Ambiente de depósito: Sucesiones completas gruesas son el resultado de rellenos activos de grandes canales sinuosos, o meandriformes de carácter fluvial. Las sucesiones completas muestran el desarrollo de todas las facies o depósitos desde facies conglomeráticas (Cmsao, Cce, ACxp), depositadas en el fondo del canal, seguidas por arenitas limpias con estratificación cruzada (Axp, Axa, Axe), correspondientes a la parte inferior de la barra de meandro y facies muy finas arcillosas laminadas (Arh) depositadas en áreas de llanuras de inundación, correspondientes a facies marginales al canal principal.

3.1.1.6 Formación Concentración

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Picacho levantándose los 50 m inferiores de la Formación Concentración. La descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Alvarado y Sarmiento (1944).

Localidad tipo: La sección tipo de esta formación, está localizada a lo largo del Río Soapaga entre el Caserío de Concentración y el puente de Uvo. La Formación Concentración esta constituida principalmente por arcillolitas grises, amarillas y verdosas con bancos de arenitas de grano medio a grueso.

Posición Estratigráfica: Se desarrolla concordantemente sobre las Areniscas del Picacho.

Edad: Eoceno medio – Oligoceno superior.

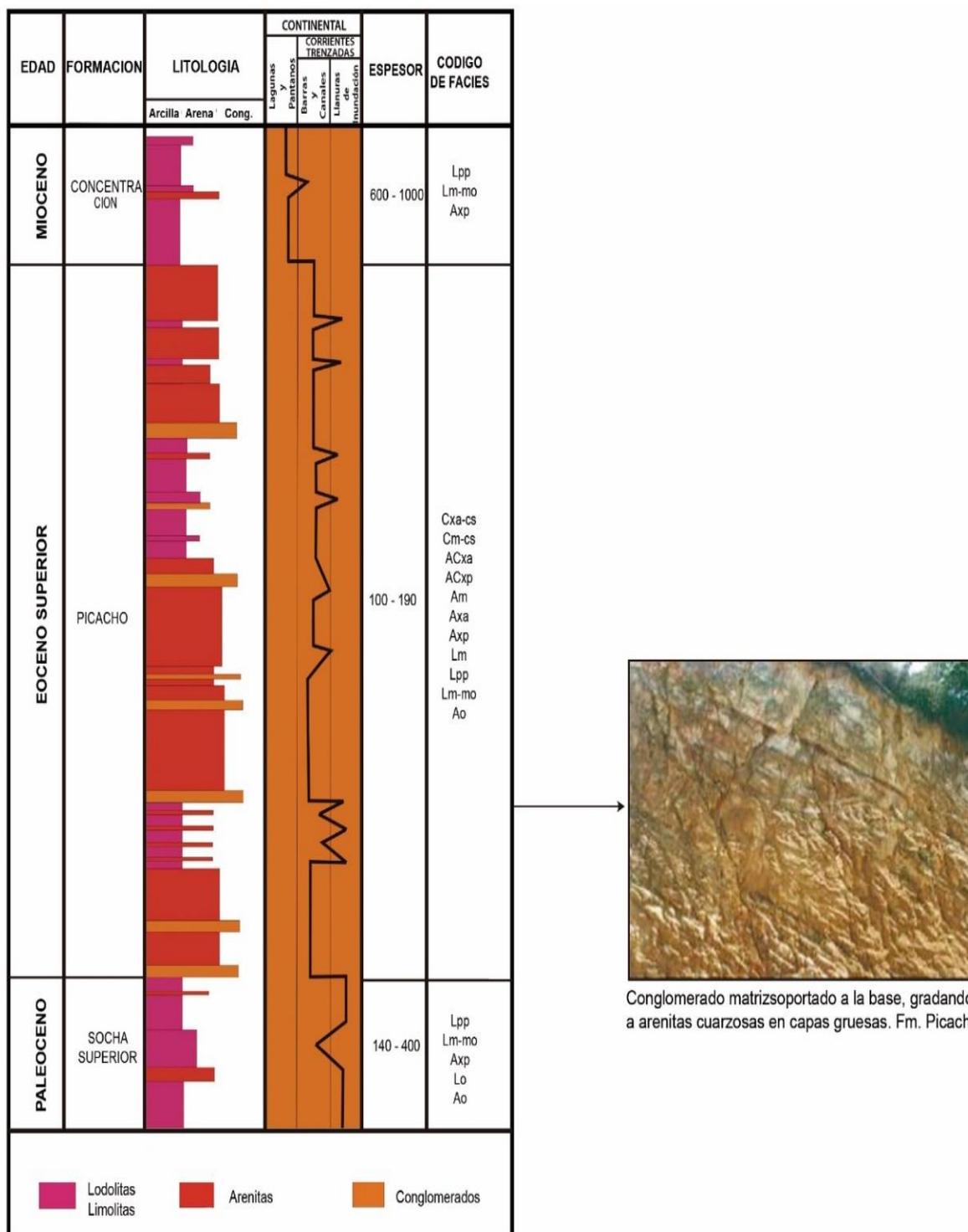


Figura. 10 Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Picacho, Cordillera Oriental, sector Norte.

Facies: Predominio de la fracción de arenitas sobre las arcillolitas, se presentan sublitoarenitas y arenitas con estratificación cruzada planar de escala media a grande (L_{Axp}, A_{xp}), separadas por facies subordinadas de lodolitas y limolitas bioturbadas (L_b, L_{ib}). Su espesor varía entre 140 y 172 m, ver Tabla 2.

Ambiente de depósito: Las facies dominantes de esta unidad se caracterizan por sucesiones grano decrecientes de arenitas y litoarenitas con estratificación cruzada planar (Axp, LAxp), limolitas y lodolitas bioturbadas (Lib, Lb), representan ambientes transicionales de rellenos de canales estuarinos de orden menor o secundario, con alta influencia de procesos fluviales.

FORMACIÓN	CODIGO DE FACIE	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA CORDILLERA NORTE		
			Base	Medio	Techo
CONCENTRACIÓN	LXp	Litoarenita con estratificación cruzada planar	D		
	Axp	Arenitas con estratificación cruzada planar	D	S	D
	Lb	Lodolitas grises bioturbadas	S	D	S
	Lib	Limolitas bioturbadas	S	D	S
PICACHO	Cmsa	Conglomerado areno soportado oligomícticos	D		S
	ACxp	Arenita Conglomeráticas con estratificación cruzada	D		D
	Axp	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada planar	D	D	S
	Axe	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada en épsilon	D		D
	Cce	Cintas de Conglomerados clasto soportados oligomícticos	D		D
	Ah	Arenita cuarzosa con laminación horizontal		S	S
	Ab	Arenita bioturbada			S
	Arh	Arcillolita con laminación horizontal		D	D
	Lih, Loh	Limolitas y arcillolitas abigarradas con laminación horizontal	S		S
	Axp	Arenitas con estratificación cruzada planar	D	S	D
SOCHA SUPERIOR	Lih	Limolitas con laminación horizontal	D	D	D
	Arh	Arcillolitas con laminación horizontal	D	D	D
	Axp	Arenita cuarzosa con laminación cruzada planar	S	S	S
	Axa	Arenita cuarzosa con laminación cruzada en artesa	S	S	S
	Car	Capitas finas de carbón	S	S	S

Tabla 2. Facies de Formación de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas Cordillera Oriental (Boyacá – Santander) D: Facies Dominantes S: Facies Subordinadas

Como consideraciones para las Formaciones Cacho, Picacho que es la unidad objetivo de este proyecto es la Formación Cacho y sus equivalentes, en el trabajo de Scheibe (1934a), autor del nombre Cacho, se refiere a una arenisca bien desarrollada al sureste de Zipaquirá, que forma el pico del Cacho; en trabajos posteriores presentan una sección tipo, con base

en esto se plantea en este trabajo como Holoestratotipo a la sección de Nemocón y como Hipoestratotipo a la sección de La Calera en las cuales se aprecian muy bien las características litoestratigráficas de esta unidad, cumpliendo las normas de la Guía Estratigráfica Internacional.

Por otra parte, en el sector del sinclinal de Usme se presenta una confusión cartográfica de la denominada Formación Cacho. En trabajos desde Julivert (1963) y hasta Franco y Peña (1990), se denominó a diferentes niveles estratigráficos como Formación Cacho, el criterio utilizado y en lo que coinciden estas definiciones es que trata de una unidad con tres miembros, dos de arenitas separado por uno de lutitas que están sobre la Formación Guaduas. En el trabajo de Franco y Peña (1990), se tomó como Formación Cacho dos niveles de arenas que en total no tienen un espesor mayor a 40 metros, lo cual impide cartografiarse en escala 1:25.000, además, tienen una edad de Paleoceno Superior, por lo que debería denominarse como miembro de la Formación Guaduas equivalente a la denominada Arenisca de la Guía; esto generó una confusión debido a que se denominó Formación Regadera a un intervalo de dos miembros de Areniscas separados por un miembro de intercalaciones con un espesor de 120m, en Franco y Peña (1990), con base en la posición estratigráfica y determinaciones bioestratigráficas del miembro medio de esta unidad de Eoceno superior el término Formación Regadera debe ser abandonado por que esta unidad es equivalente al Cacho; además de la datación de este intervalo, las características lito estratigráficas de esta unidad son claramente correlacionables con la Formación Cacho (Figura. 11).

Aclarando esta confusión, se debe tener en cuenta que la unidad descrita en el Sinclinal de Usme como Formación Regadera presenta las características litológicas coincidentes con la previamente descrita como Formación Cacho, lo que genera un caso de polinomia, por ello se debe abandonar el nombre de Formación Regadera e identificar este intervalo de roca como Formación Cacho.

En la Formación Cacho se enmarca el miembro basal depositado en forma discordante sobre la Formación Guaduas hacia los flancos de las estructuras anticlinales y para conformé hacia los ejes de los sinclinales que se comportaban como ejes de las micro cuencas desarrolladas en este periodo.

El miembro medio en un ámbito de depositación lacustrino que enmarca un periodo de quiescencia tectónica.

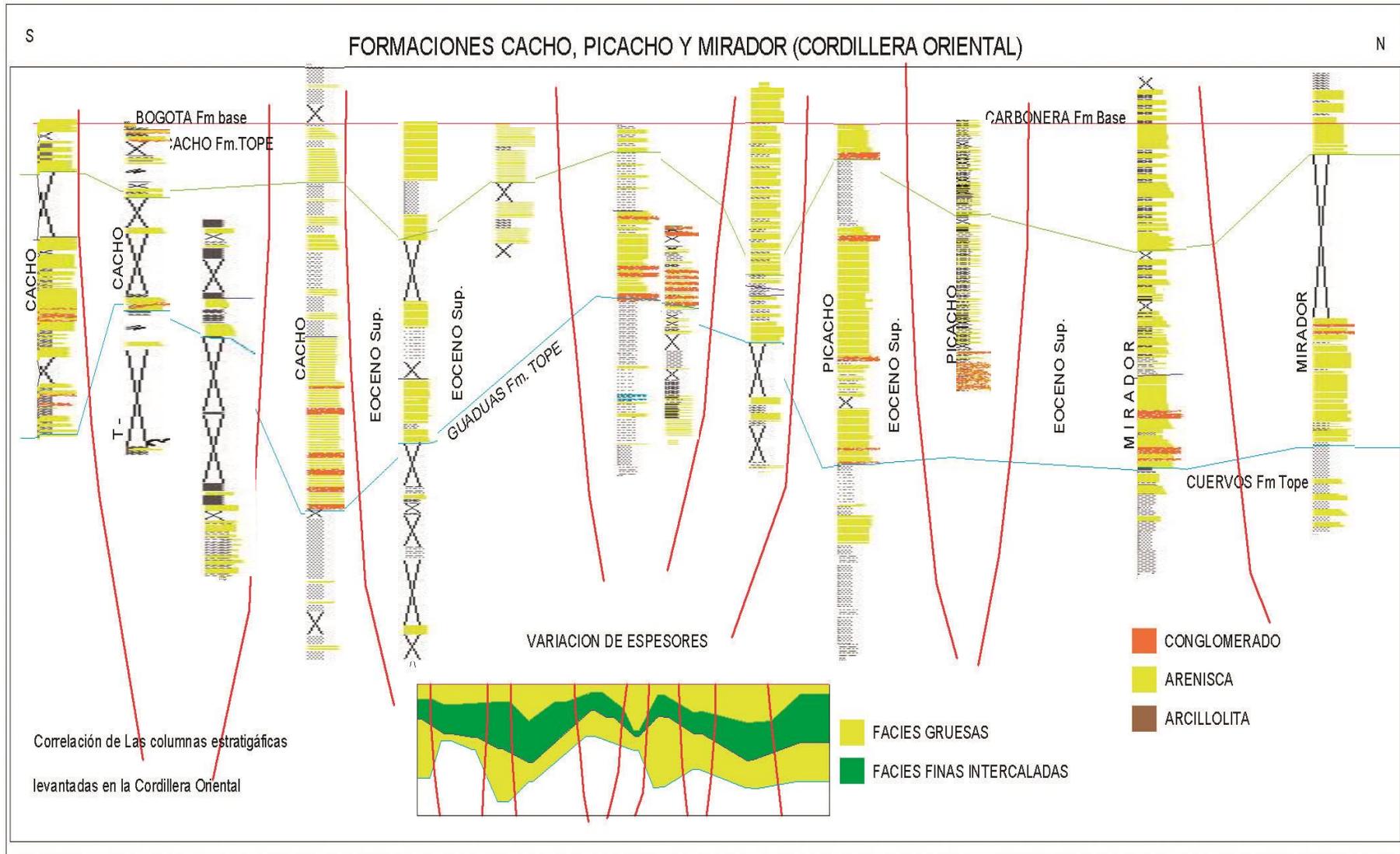


Figura. 11 Correlación de Columnas estratigráficas en la Cordillera Oriental, Formaciones Cacho, Picacho y Mirador.

El miembro superior lo marca tiene una relación discordante en un ámbito sedimentario de ríos trenzados y en un ámbito tectónico de discordancias de crecimiento el cual marca un off lap divergente de los ejes anticlinales que conformaban las estructuras positivas o áreas de aporte de este sistema sintectónico.

El Valle Superior del Magdalena es una depresión topográfica orientada NNE, limitada al W por la Cordillera Central y hacia el Este por la Cordillera Oriental, mientras el límite norte corresponde a los Cinturones Plegados de Girardot (Porta, 1966). La Figura. 12 muestra un mapa general de ubicación de la cuenca del Valle Superior del Magdalena y las columnas estratigráficas levantadas en el área. Ver descripción detallada de las columnas en el anexo de columnas estratigráficas; con un espesor que varía entre 100 a 400 m, constituida por conglomerados masivos localmente con estratificación cruzada en artesa principalmente, en capas gruesas lenticulares, son sucesiones grano decrecientes incompletas.

Para el presente trabajo la Cuenca VSM, se dividió en sector norte y sector sur, de acuerdo a la nomenclatura y variaciones litológicas utilizada en cada sector. La Figura. 13 muestra una columna generalizada del Valle Superior del Magdalena en el sector sur, donde son representados: edad, litoestratigrafía, espesor, litología, descripción general, ambiente y sucesiones.

En el sector sur del Valle Superior del Magdalena se trabajó el Grupo Chicoral, el cual se encuentra en contacto discordante sobre el Grupo Guaduala (Figura. 13), en la subcuenca de Neiva se pueden separar dos formaciones: San Francisco y Teruel. Por este motivo Beltrán y Gallo elevan el término Guaduala a la categoría de Grupo.

3.1.1.7 Formación San Francisco

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Chicoral levantándose los 50 m superiores de la Formación Guaduala, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autores: Beltrán y Gallo (1968), señalaron que el término fue empleado por los geólogos de Intercol.

Localidad tipo: Quebrada del Potrero, 3 Km. Al oeste de San Francisco (Departamento del Huila).

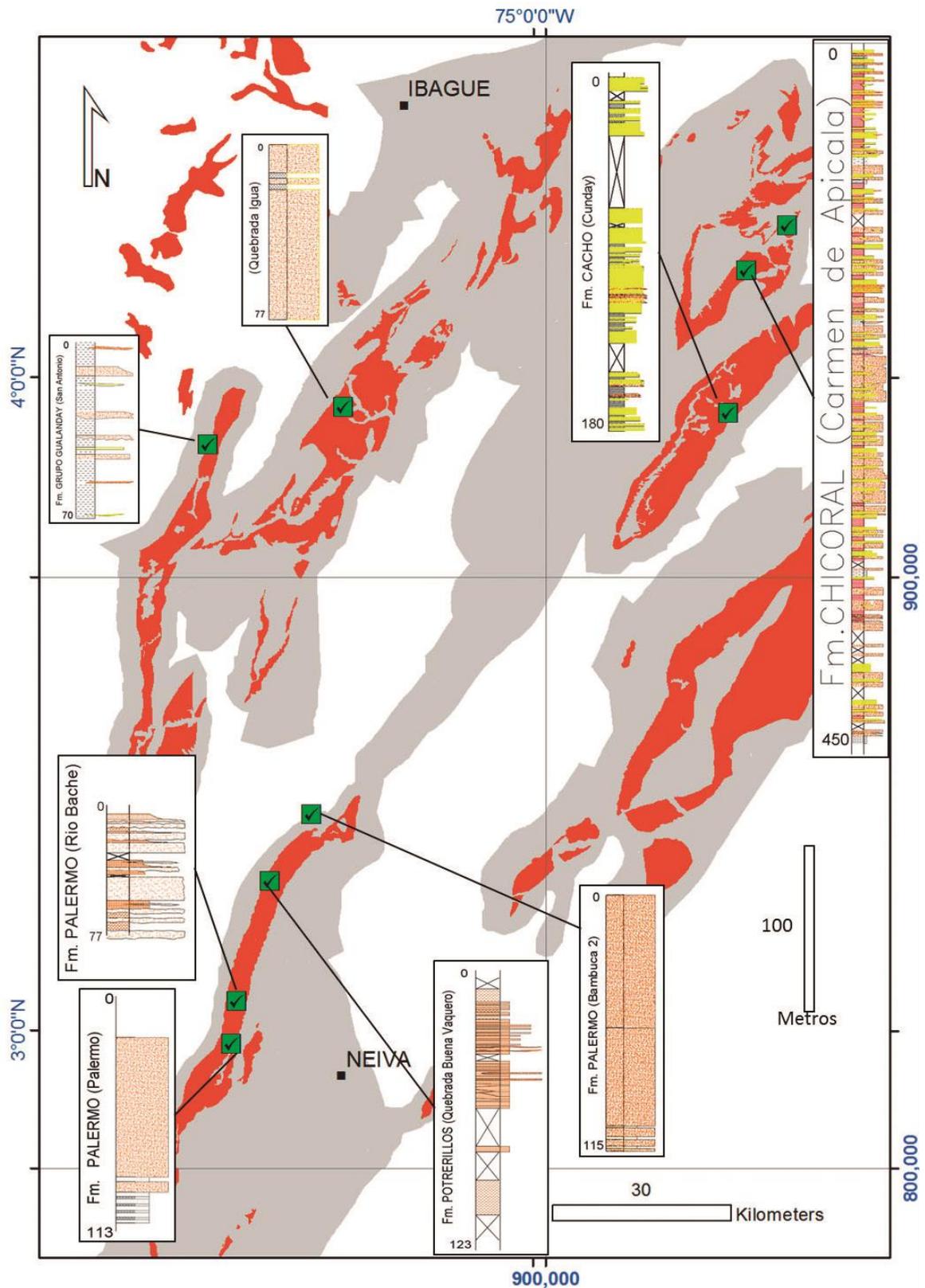


Figura. 12 Localización del Valle Superior del Magdalena (VSM), columnas estratigráficas levantadas.

Posición estratigráfica: La Formación San Francisco reposa concordante sobre la Formación Monserrate e infrayace a la Formación Teruel en forma concordante.

Edad: No se han publicado datos paleontológicos, pero Beltrán y Gallo señalan que los estudios palinológicos realizados por INTERCOL indican una edad Maastrichtiense.

Facies: Las facies dominantes corresponden a arcillolitas vari coloreadas con laminación horizontal (Arh) en intervalos decamétricos de capas decimétricas, conforman una morfología típica. Como facies subordinadas se interpretan intervalos de 5 a 10 metros de arenitas cuarzosas sublíticas con laminación cruzada planar de escala media (Axp) y laminación ondulosa ascendente (Ao). Hacia la base, es común la ocurrencia de capas finas y medias de carbón (Car).

Ambiente de depósito: La marcada abundancia de facies finas lodosas y arcillosas con altos contenidos de materia orgánica (Arh, Lm-mo), la presencia de carbón y la menor proporción de facies arenosas laminadas (Axp, Ao), en arreglos de sucesiones grano decrecientes y granocrecientes indican depósitos de crevasse splay channels, marismas y pantanos.

3.1.1.8 Formación Teruel

Autores: El término fue introducido por los geólogos de INTERCOL. Primer publicación – Beltrán y Gallo (1968). The Geology of the Neiva sub-basin Upper Magdalena Basin, Southern portion, Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists. Ninth Annual Field Conference. May 31-June 1, 1986, 252-275.

Localidad tipo: Quebrada Honda, 6,5 Km. al Sur de la población de Teruel (Departamento del Huila).

Posición estratigráfica: Suprayace en forma concordante sobre la Formación San Francisco e infrayace en discordancia angular o para conformemente a la Formación Palermo.

Edad: Beltrán y Gallo (1968) asignan esta unidad al Maastrichtiense Superior-Paleoceno, aunque no aportan ningún dato paleontológico.

Facies: Hay predominio de facies finas de lodolitas vari coloreadas con madrigueras verticales rellenas de pellets (Lb), lodolitas macizas gris oscuro, ricas en materia orgánica (Lm-mo) y lodolitas macizas carbonosas ricas en fragmentos de plantas (Lh-v). Es común la presencia de arenitas sublíticas en juegos amalgamados de laminación inclinada planar (Axp) y en artesa (Axa) de pequeña escala, conformando sucesiones granocrecientes y grano decrecientes con abundancia de restos de plantas. Localmente puede desarrollar

bioturbación en las facies de las arenitas más finas (Ab). También es ocasional la presencia de arenitas conglomeráticas con estratificación cruzada planar, y conglomerados clasto y matriz soportado de clastos finos (Ccmf, Cmsa).

Ambiente de Depósito: Sucesiones completas gruesas ocurren y son el resultado de rellenos activos de grandes canales fluvio-estuarinos o de la zona del canal principal del estuario con alta influencia de corrientes fluviales continentales. Las fracciones gruesas conglomeráticas Ccmf, Cmsa, representan fondos de canales, mientras las facies de arenitas Axp, Axa, representan barras puntales llenándolos. Las facies bioturbadas en las arenitas Ab indican la influencia marina, aunque por la poca diversidad de icnoformas se presumen ambientes con alta influencia continental. Las facies finas arcillolitas y lodolitas con fragmentos vegetales Arm, Lh-v representan ambientes de baja energía que pueden corresponder a pantanos o marismas.

El Grupo Chicoral incluye las Formaciones Palermo y Bache, Beltrán y Gallo (1968).

3.1.1.9 Formación Palermo

Autor: Beltrán y Gallo (1968).

Localidad tipo: Vía Palermo – Planadas km 10, Departamento del Huila

Posición estratigráfica: Suprayace en forma de discordancia angular a la Formación Teruel e infrayace en forma concordante a la Formación Bache (Figura. 14)

Edad: Eoceno.

Facies: Se encuentra compuesta por facies, bancos potentes de conglomerados clasto soportado masivo de clastos finos y gruesos (Ccmf, Ccmg), con intercalaciones decimétricas de conglomerados con estratificación cruzada (Ccxp). Frecuentemente hay desarrollo de lentes decimétricos y con varios metros de longitud de arenitas cuarzosas con estratificación cruzada planar (Axp). Las facies finas son subordinadas y se presentan al tope de sucesiones grano decrecientes las cuales inician con facies conglomeráticas, que pasan a facies de arenitas cuarzosas laminadas sobre las que yacen facies de lodolitas masivas abigarradas de 1 a 2 metros de espesor (Lom) y lodolitas bioturbadas abigarradas (Lob). En el tercio superior de la formación se presentan bancos con espesores hasta de 5 m. de lodolitas masivas abigarradas (Lom).

En la mitad superior de la formación disminuye el tamaño de los clastos a guijos finos (8 – 16 mm), y medios (16 – 32 mm) de la facies conglomerados clasto soportados masivos de

clastos finos (Ccmf) y la estructura dominante en los conglomerados es la estratificación cruzada a escala métrica (Ccxp). Se incrementa la frecuencia y el espesor de las facies de arenitas con estratificación cruzada planar (Axp). El contacto inferior es concordante pero erosivo, probablemente corresponda a una para conformidad.

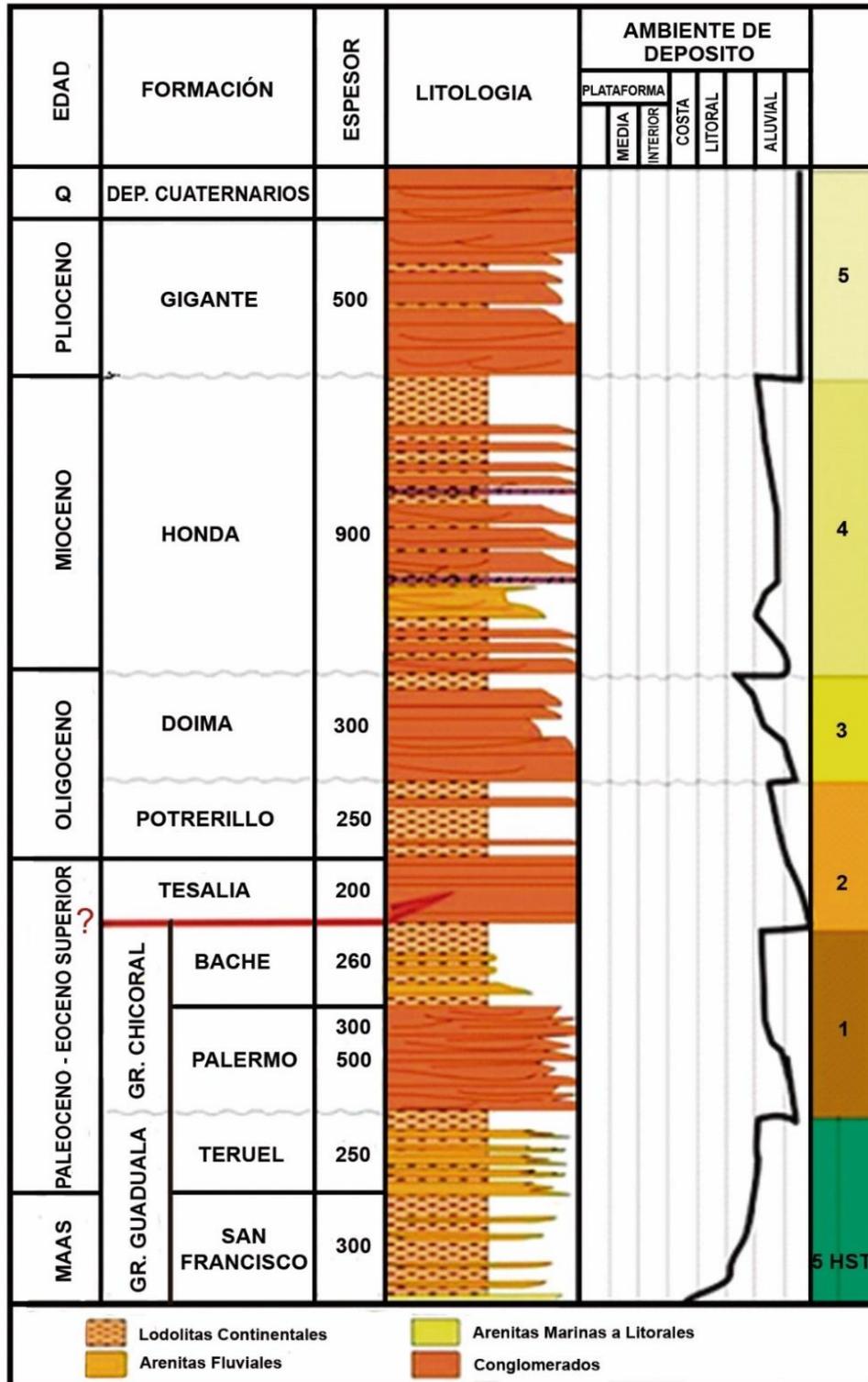


Figura. 13 Columna estratigráfica generalizada del Terciario del VSM sector sur.

Ambiente de depósito: La fracción gruesa conglomerática (Ccmf, Ccmg, Ccxp y Cmsa) en bancos métricos representan flujos de escombros muy densos bajo regímenes de energía muy altos y desarrollo de núcleos y cabezas de barras longitudinales y transversales que se desarrollan en abanicos aluviales. En bajas proporciones se pueden presentar arenitas con estratificación cruzada planar (Axp) que representan barras y migración de canales. Por último las facies finas de lodolitas macizas y laminadas (Lb, Lm) pueden reflejar depósitos de desborde o llanuras de inundación. En las zonas más proximales se encuentran discordantemente sobre unidades del Cretácico, mientras hacia las partes distales el contacto tiende a ser concordante.

Las sucesiones completas (Asociación de facies M) representan rellenos de canales activos, las sucesiones gruesas indican canales superpuestos (Asociación de facies N), mientras las sucesiones incompletas indican rellenos de canales abandonados (Asociación de facies O).

3.1.1.10 Formación Bache

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Chicoral levantándose los 50 m inferiores de la Formación Bache, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica (Figura. 14).

Autor: (Beltrán y Gallo, 1968). La Formación Bache correspondería a la parte inferior del Grupo Chicoral.

Localidad tipo: Quebrada Bache al sur oeste del Municipio de Palermo.

Posición estratigráfica: Supreyace en forma concordante a la Formación Palermo e infrayace en forma de discordancia angular a la Formación Honda.

Edad: Eoceno.

Facies: Está constituido por facies (Tabla 3), dominantes de arcillolitas macizas abigarradas (Arm), color gris claro, moteado rojizos, pardos, café, rojo. El espesor de estos paquetes varía entre 5 y 30 m y se encuentran alternando con arenitas líticas a sublíticas con estratificación cruzada en artesa (Axa), como estructura sedimentaria principal y en menor proporción, arenitas lodosas bioturbadas (Ab) (Foto 1), se desarrollan, principalmente, hacia el tope y parte media de algunos segmentos arenosos. En la base de muchas capas de arenitas, es común la ocurrencia de conglomerados matriz soportados, polimícticos,

macizos (Cmsa), en capas medias hasta de 30 cm, con gradaciones normales, conformando sucesiones grano decrecientes completas. El contacto inferior es transicional.

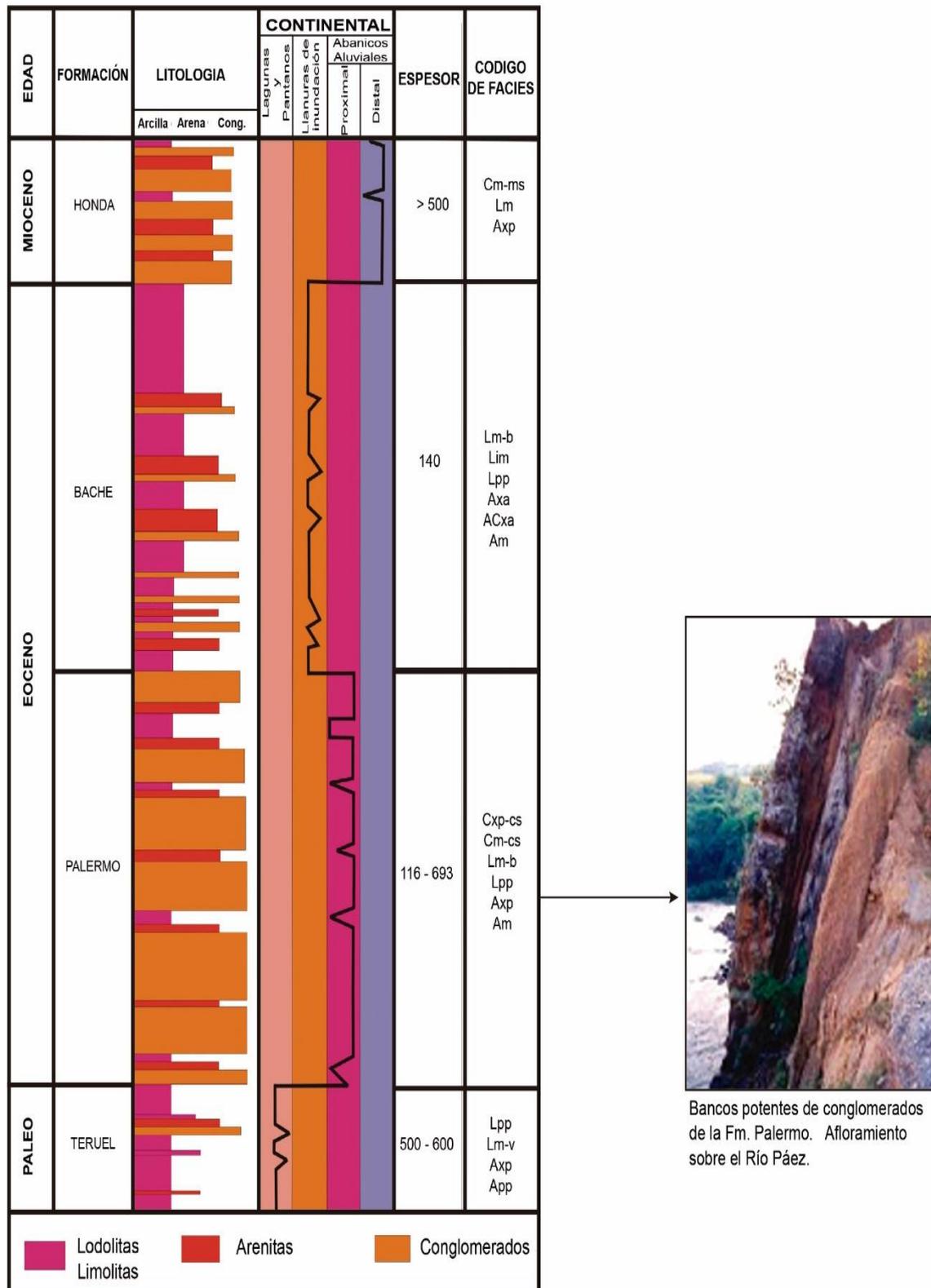


Figura. 14 Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Palermo, Valle superior, sector Sur.



Foto 1. Aspecto de las arenitas y lodolitas de la Fm. Bache. Afloramiento sobre la vía Palermo San Luis.

Ambiente de depósito: Las granulometrías más gruesas representadas por la fracción de conglomerados (Cmsa) fueron depositadas en el fondo del canal, mientras las arenitas laminadas reflejan la parte inferior de la barra de meandros. Las facies finas de lodolitas (Lm) indican llanuras de inundación con amplia actividad de organismos y suelos. Los horizontes ferruginizados (Fe) indican exposición subaérea.

Importante es establecer la discusión en uno de los aspectos más importantes derivados a partir del conjunto de proyectos aquí sintetizados, representa la interpretación propuesta de la no-existencia de la Formación Tesalia. Ésta corresponde a una repetición tectónica de la Formación Palermo, en la que se aprecia el apilamiento de facies proximales (Tesalia) sobre facies distales (Palermo) (Figura. 15).

Todo lo anterior puede sustentarse en aspectos tectónicos y estratigráficos. En cuanto a la estructura es claro apreciar la ocurrencia de la “Formación Tesalia” asociada a grandes fallas, en las que el transporte tectónico es perpendicular al rumbo deposicional, lo que permite apilar facies proximales sobre facies distales.

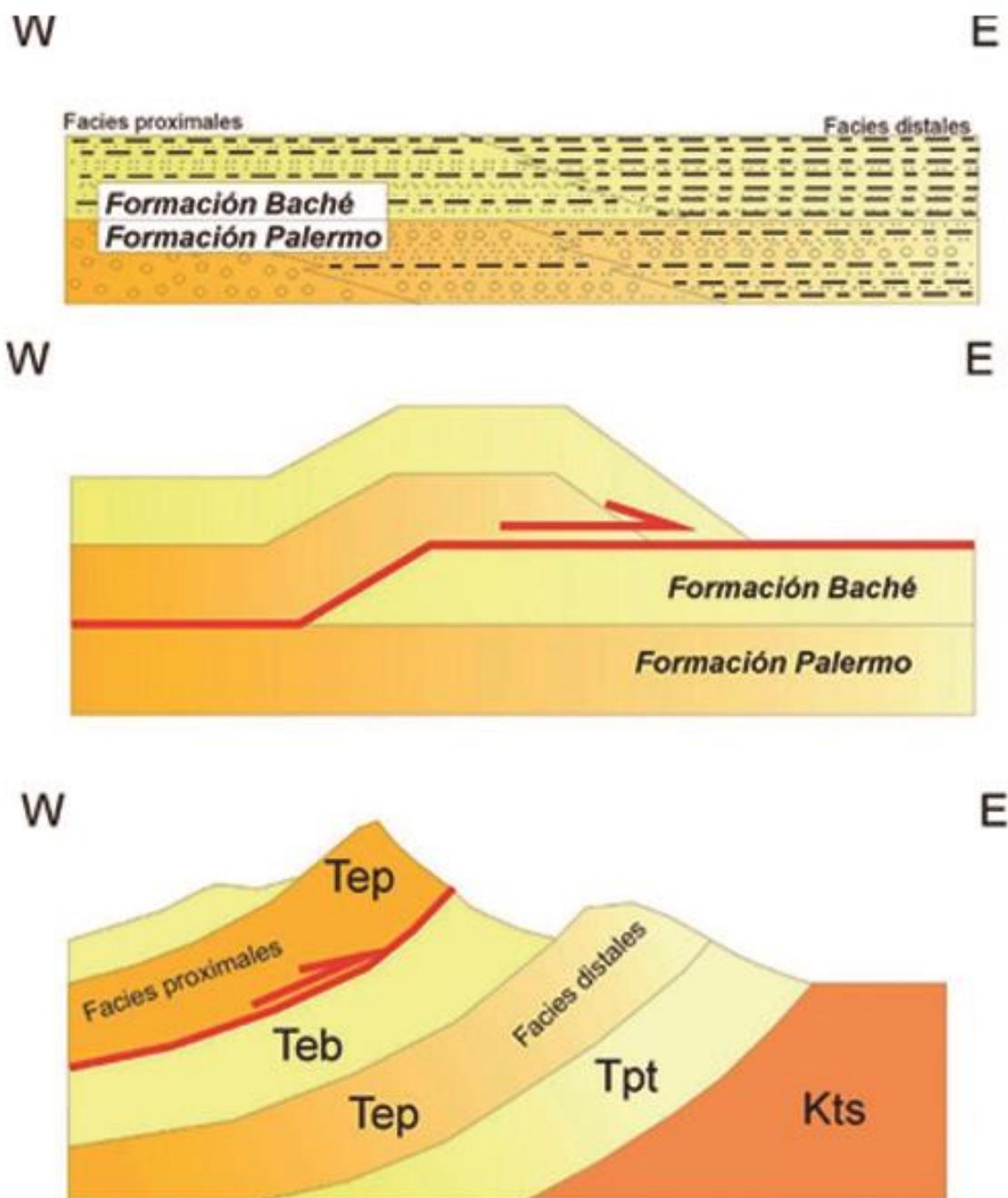


Figura. 15 Corte esquemático – evolución tectónica.

Argumentos estratigráficos también están de acuerdo con la interpretación, por ejemplo afloramientos de la Formación Palermo en el Sinclinal de Tesalia muestran facies muy similares a las descritas en otros sectores como Formación Tesalia, como en la sección del norte de Teruel (apilamiento estructural del Río Tune al igual que en el de Palermo), además los espesores de estas unidades son muy similares. Muestra la evolución tectónica que permite encontrar en forma contigua facies proximales y distales de la Formación Palermo, por otros autores eran consideradas las facies proximales como Formación Tesalia.

FORMACIÓN	C Ó D I G O DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VSM – SECTOR SUR		
			Bas e	Me dio	Tech o
BACHÉ	Arm	Arcillolitas macizas	D		
	Axa	Arenitas con laminación cruzada en artesa			D
	Ab	Arenitas bioturbadas			D
	Cmsa	Conglomerado matriz soportado de arena			S
	Lm	Lodolitas macizas		S	S
PALERMO	Ccmf	Conglomerado clasto soportado masivo, de clastos finos	D		D
	Ccmg	Conglomerado clasto soportado masivo, de clastos gruesos	D		D
	Ccxp	Conglomerado clasto soportado con Estratificación cruzada planar	D		S
	Cmsa	estratificación cruzada planar Conglomerados matriz soportado de arena	D		D
	Axp	Arenita cuarzosa con laminación cruzada planar	S	S	S
	Lob	Lodolita bioturbada		D	
	Lom	Lodolita maciza gris oscura	S	D	
TERUEL	Lh-v	Lodolita laminada horizontal por orientación de vegetales	S	D	S
	Lb	Lodolitas con madrigueras verticales	S	S	S
	Lm-mo	Lodolitas macizas con materia orgánica	S	S	S
	Axp	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada planar	S		
	Axa	Arenitas con estratificación cruzada en artesa		S	
	Ab	Arenitas bioturbadas			D
	Ccmf	Conglomerado clasto soportado, macizo de clastos finos	S		D
SAN FRANCISCO	Cmsa	Conglomerado matriz soportado de arena	S	D	
	Arm	Arcillolitas macizas vari coloreadas		S	
	Arh	Arcillolitas con laminación horizontal	D	D	D
	Axp	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada planar	S	S	
	Ao	Arenitas con laminación ondulosa		S	
	Car	Capitas finas de carbón		S	
	Lm-mo	Lodolitas masivas ricas en materia orgánica	D		S

Tabla 3. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies subordinadas.

El Valle Superior del Magdalena en el sector Norte

La Figura. 16 representa una columna generalizada del Valle Superior del Magdalena en el Sector Norte, mostrando la edad, e espesor, litología, descripción y sucesiones.

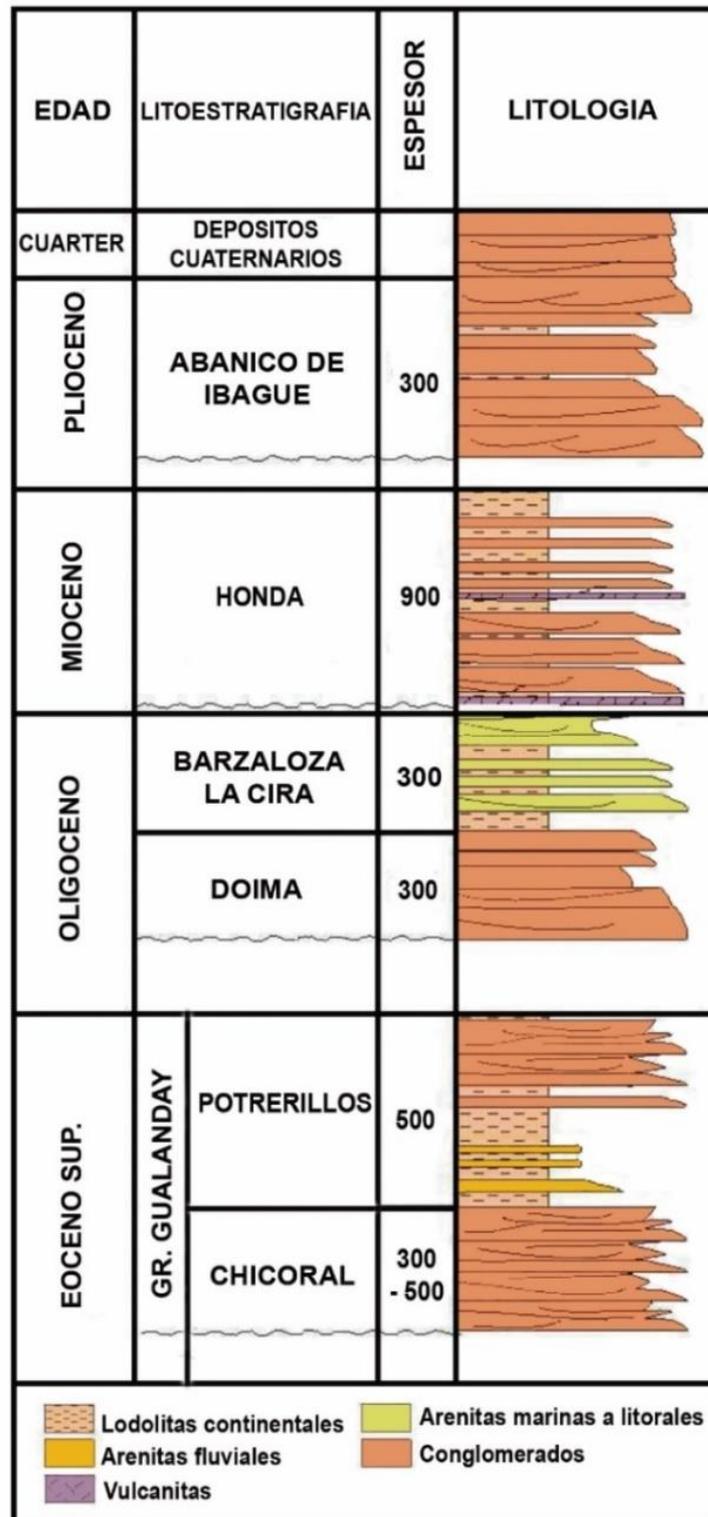


Figura. 16 Columna estratigráfica generalizada del Terciario del VSM sector Norte.

3.1.1.11 Grupo Gualanday

Autor: El término Gualanday fue propuesto por Scheibe (1934a), como “Piso Gualanday” dividiéndolo en tres partes.

Otras formas de emplear el término.

El Grupo Gualanday (Chenevart, 1963), en la subcuenca de Girardot puede subdividirse de base a tope en las Formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima.

Rayo y Gómez (1942); Suescún y Taborda (1949) emplean Formación Gualanday y la dividen en tres partes:

Localidad tipo: Raasveldt (1956) y Téllez y Navas (1962), describen por primera vez en detalle esta formación y siguiendo a Raasveldt (1956), establecen tres partes en la carretera de Chicoral que bordea el canal del Río Coello: Gualanday Inferior, Gualanday medio y Gualanday superior.

Chenevart (1963), divide la sucesión en Formación Chicoral, Potrerillo y Doima.

Corrigan (1967), considera el Gualanday como Grupo formado por la Formación Gualanday Inferior, Formación Gualanday Medio y Formación Gualanday Superior.

Van Houten y Travis (1968), siguen la misma tendencia y definen como formaciones cada una de las tres partes establecidas por autores anteriores: “Lower Gualanday Conglomerate Formation, Middle Gualanday Mudstone Formation y Upper Gualanday Conglomerate Formation”.

Estas rocas tienen una gran dispersión en la parte N del Valle Superior del Magdalena y representan la expresión estratigráfica de fuertes pulsos tectónicos asociados a la orogenia inicial de la Cordillera Central. Están representados con claridad por los conglomerados molásicos de la Formación Chicoral, sentido actual del término. En el presente trabajo se utiliza la propuesta de Chenevart (1963), y aportada claramente en Caicedo y Roncancio (1994).

Edad: Las primeras edades asignadas a esta unidad son imprecisas: Terciario (Scheibe, 1934c), Eoceno (Stutzer, 1934b), Oligoceno (Royo y Gómez, 1942) y no tiene una base paleontológica. Es Van der Hammen (1956), quien basándose en el diagrama polínico general asigna el Gualanday Inferior al Eoceno inferior-medio, el Gualanday medio al Eoceno superior-Oligoceno medio y el Gualanday Superior al Oligoceno superior. Criterio

seguido por Raasveldt (1956); Van der Hammen (1961); Téllez y Navas (1962); Corrigan (1967) y Van Houten y Travis (1968). Las dos edades más precisas corresponden al Gualanday medio. La presencia de *Verrucatosporites usmensis* en la parte superior del Gualanday medio señalaría una edad del Oligoceno inferior (Porta y Solé de Porta, 1962) y Eoceno superior por *Colombitherium tolimense* situado en la base del Gualanday medio (Hoffstetter, 1970).

La edad aceptada para el Gualaday superior correspondería al Oligoceno basada en la aparición de *V. usmensis* según la escala de Germeraad et al. (1968).

3.1.1.12 Formación Chicoral (TECH)

Autor: Definida por Chenevart (1963), en la subcuenca de Girardot.

Localidad tipo: Su sección tipo se localiza en el Municipio de Chicoral en el Sinclinal de Chicoral.

Posición Estratigráfica: La Formación Chicoral se sitúa entre las Formaciones Guaduas y Potrerillo (Figura. 17). El contacto inferior se describe como discordante, representa un cambio importante en la sedimentación regional puesto que hace su primera aparición un importante nivel de conglomerados, su espesor es variable según la parte de la cuenca donde se halla depositado.

Edad: La edad planteada para la Formación Chicoral es Eoceno superior.

Facies: Corresponde principalmente (Tabla 4), a facies de conglomerados clasto soportados polimícticos, masivos de clastos gruesos (Ccmg) con formas de las capas canaliformes y conglomerados de clastos finos (Ccmf), principalmente alternando con facies de lodolitas macizas arenosas (Lom) y limolitas macizas abigarradas (Lim), en bancos métricos hasta de 15 m de espesor.

En los bancos de los conglomerados es común la ocurrencia de lentes hasta de 1 o 1.5 m de espesor de arenitas con estratificación cruzada planar (Axp). Ocasionalmente hacia la base de algunos conglomerados predomina la estratificación cruzada planar (Ccxp). También son comunes las facies bioturbadas de arenitas líticas bioturbadas (ALb) y arcillolitas moteadas difusas por bioturbación (Arb).

Hacia la parte media de la formación aparecen niveles de lodolitas conglomeráticas o brechas (LC) de clastos angulares a subredondeados, compuestos principalmente de chert, embebidos o flotando en una matriz de lodolita arenosa.

En el que se observa la geometría de los cuerpos. Nótese las superficies de acreción lateral como cortan sets de estratificación cruzada festonada, sección Carmen de Apicalá.

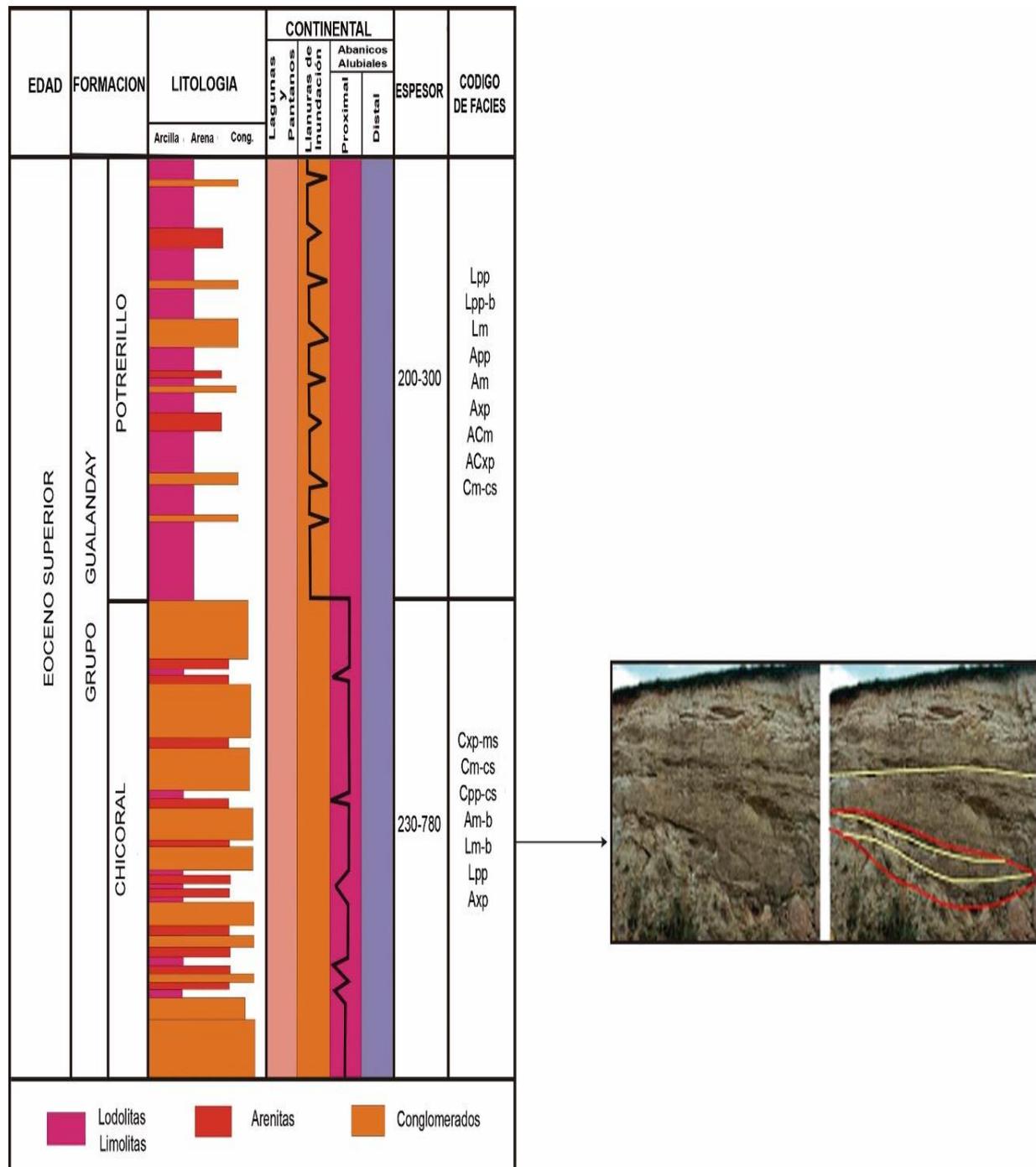


Figura. 17 Columna Estratigráfica generalizada Grupo Gualanday Valle superior, sector Norte.

Ambiente de depósito: La fracción gruesa corresponde a conglomerados clasto y matriz soportados, (Ccmf, Ccmg, Ccxp), representan flujos de escombros muy densos bajo regímenes de energía muy altos y presencia de núcleos y cabezas de barras longitudinales y transversales que se desarrollan en abanicos aluviales. El predominio de facies inmaduras y desorganizadas de conglomerados y arenitas conglomeráticas (ALCm) y su dominio sobre

el resto de la sucesión de sedimentitas, sugieren un ambiente continental cercano a un frente montañoso de abanicos aluviales proximales. Las facies finas de lodolitas (Lm, Lo, Arb, Lim) se presentan dominantes principalmente en la parte media y corresponden a depósitos de desborde o llanuras de inundación con amplia actividad de organismos y suelos.

Estas rocas muestran un primer pulso orogénico ocurrido durante el Eoceno superior en el VSM el cual levantó y expuso rocas del Cretácico superior, que fueron erogadas por abanicos aluviales.

Este pulso tectónico permite observar en las zonas proximales una discordancia creciente muy marcada, mientras que en las zonas distales el contacto con las unidades infrayacentes se hace para conformé. Esto se puede observar en las áreas de borde de subcuenca.

Estas rocas muestran un primer pulso orogénico ocurrido durante el Eoceno, en el cual un frente de cabalgamiento con vergencia al W-NW levantó y expuso rocas del Cretácico superior, que fueron erogadas por abanicos aluviales.

Este pulso tectónico permite observar en las zonas proximales una discordancia creciente muy marcada, mientras que en las zonas distales el contacto con las unidades infrayacentes se hace para conformé. Esto se puede observar en los sectores de la vía Melgar - Icononzo (Fm Chicoral discordante sobre las Areniscas del Grupo Guadalupe) y hacia el sur, sobre la vía Carmen de Apicalá – Cunday (Fm. Chicoral sobre rocas de la Formación Guaduas).

Corrientes trenzadas. Las sucesiones completas representan rellenos de canales activos, las sucesiones gruesas indican canales superpuestos, mientras las sucesiones incompletas indican rellenos de canales abandonados (Asociación de facies O).

3.1.1.13 Formación Potrerillo (TEP)

Autores: Según Chenevart (1963), fueron los geólogos de la Internacional Petroleum Company quienes usaron por primera vez este nombre. Para Beltrán y Gallo (1968), fueron los geólogos de la Richmond.

Primera publicación.- (Chenevart, 1963). Les dorsales transverses anciennes et leurs homologues d'Amérique Latine. *Eclogae Geologica Helvetica*, 52 (2): 910-911.

Localidad tipo: No se ha señalado ninguna sección tipo. Beltrán y Gallo (1968), suponen que se situaría en la Hacienda Potrerillo, en las proximidades de la ciudad de Chicoral (Departamento del Tolima).

Edad: Hasta el momento no se han citado fósiles procedentes de la Formación Potrerillo. Si se acepta la equivalencia entre la Formación Potrerillo y el Gualanday medio como indica Corrigan, corresponderían a esta unidad los datos palinológicos publicados por Porta y Solé de Porta (1962), edad eoceno.

Facies: Las facies predominantes (Tabla 4), corresponden a arcillolitas macizas abigarradas (Arm), o con laminación horizontal (Arh), colores gris rojo y café. Se presentan intercalaciones de bancos de arenitas lodosas con laminación horizontal (Ah), inclinada planar (Axp) y maciza (Am). Hacia la base de muchas capas de arenitas es común la ocurrencia de conglomerados clasto soportados macizos (Ccmf) y arenitas conglomeráticas macizas (ACm).

FORMACIÓN	CÓDIGO DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VSM NORTE	SECTOR	
POTRERILLO	Arh	Arcillolitas con laminación horizontal	D	S	D
	Ah	Arenitas con laminación horizontal		S	
	Am	Arenitas macizas	S		
	Axp	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada planar		S	
	Ccmf	Conglomerado clasto soportado, macizo, de clastos finos	S	S	S
	ACm	Arenitas Conglomeráticas macizas		S	
	Lm	Lodolitas macizas		D	
FORMACIÓN	CÓDIGO DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VSM NORTE	SECTOR	
CHICORAL	Ccmg	Conglomerado clasto soportado masivo, de clastos gruesos		D	D
	Ccmf	Conglomerado clasto soportado masivo, de clastos finos		D	D
	Ccxp	Conglomerado clasto soportado con estratificación cruzada planar		D	S
	ALb	Arenitas líticas bioturbada	S		
	Lim	Limolita masivas abigarradas	S	D	S
	Lom	Lodolitas masivas abigarradas		D	S
	LC	Lodolitas conglomeráticas		D	S
	Arb	Arcillolitas masivas abigarradas	S		
	Axp	Arenitas con estratificación cruzada		S	S
		Axp	Arenitas con estratificación cruzada planar	S	S
	Ar	Arenitas con laminación de ripples	S	S	S

GUADUALA	Lh	Lodolitas con laminación horizontal	D	D	D
	Arh	Arcillolitas con laminación horizontal	D	D	D

Tabla 4. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución Por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies subordinadas.

En la Figura. 18 se presenta la correlación del VSM en donde se aprecia el control tectónico, subsidencia diferencial por bloques; dando como resultado sucesiones más delgadas en los bloques colgantes.

Ambiente de depósito: La alternancia de facies lodolitas y arcillolitas (Lm, Arh), con facies gruesas de arenitas conglomeráticas y conglomerados maduros u organizados (Ccmf, ACm), y facies arenosas más delgadas de arenitas laminadas (Ah, Axp), y arenitas macizas (Am) representan la parte distal del abanico aluvial. Las facies finas representan llanuras de inundación y las facies gruesas reflejan fondos de canales sinuosos y barras puntuales.

Valle Medio del Magdalena: es una depresión topográfica angosta orientada NNE, limitada al W por la Cordillera Central, al E por la Cordillera Oriental y al Sur con el Valle Superior del Magdalena. Al Norte limita con la Serranía de San Lucas y con el Macizo de Bucaramanga. El mapa de la Figura. 19 muestra la ubicación de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y las columnas estratigráficas levantadas en el área, (ver anexo columnas estratigráficas).

Para este trabajo la cuenca se divide en sector sur y sector norte. Para la descripción de la sucesión Terciaria del sector S del VMM se sigue la nomenclatura que fue establecida por de Porta (1966). El Terciario ocupa gran parte del Sinclinal de San Juan de Río Seco donde aflora la sucesión comprendida entre las Formaciones Seca (equivalente de la Formación Guaduas; Maastrichtiense - Paleoceno) y la Formación Santa Teresa (equivalente de la Formación La Cira; Oligoceno). La Figura. 20 representa una columna generalizada del Valle Medio del Magdalena. Para el sector sur el espesor de la sucesión del Eoceno varía entre 380 a 950 m de la Formación Hoyon, constituida conglomerados masivos localmente con estratificación cruzada en artesa, en capas gruesas lenticulares, son sucesiones grano decrecientes incompletas; en el sector norte representado por depósitos de la Formación la Paz con un espesor que varía entre 700 a 1000 m, constituida por tres miembros, a la base arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en artesa, en capas medias a gruesas lenticulares, son sucesiones grano decrecientes incompletas el miembro medio son intercalaciones a interestratificaciones de arcillolitas a lodolitas en capas finas tabulares con laminación plano paralela continua y capas finas de arenitas

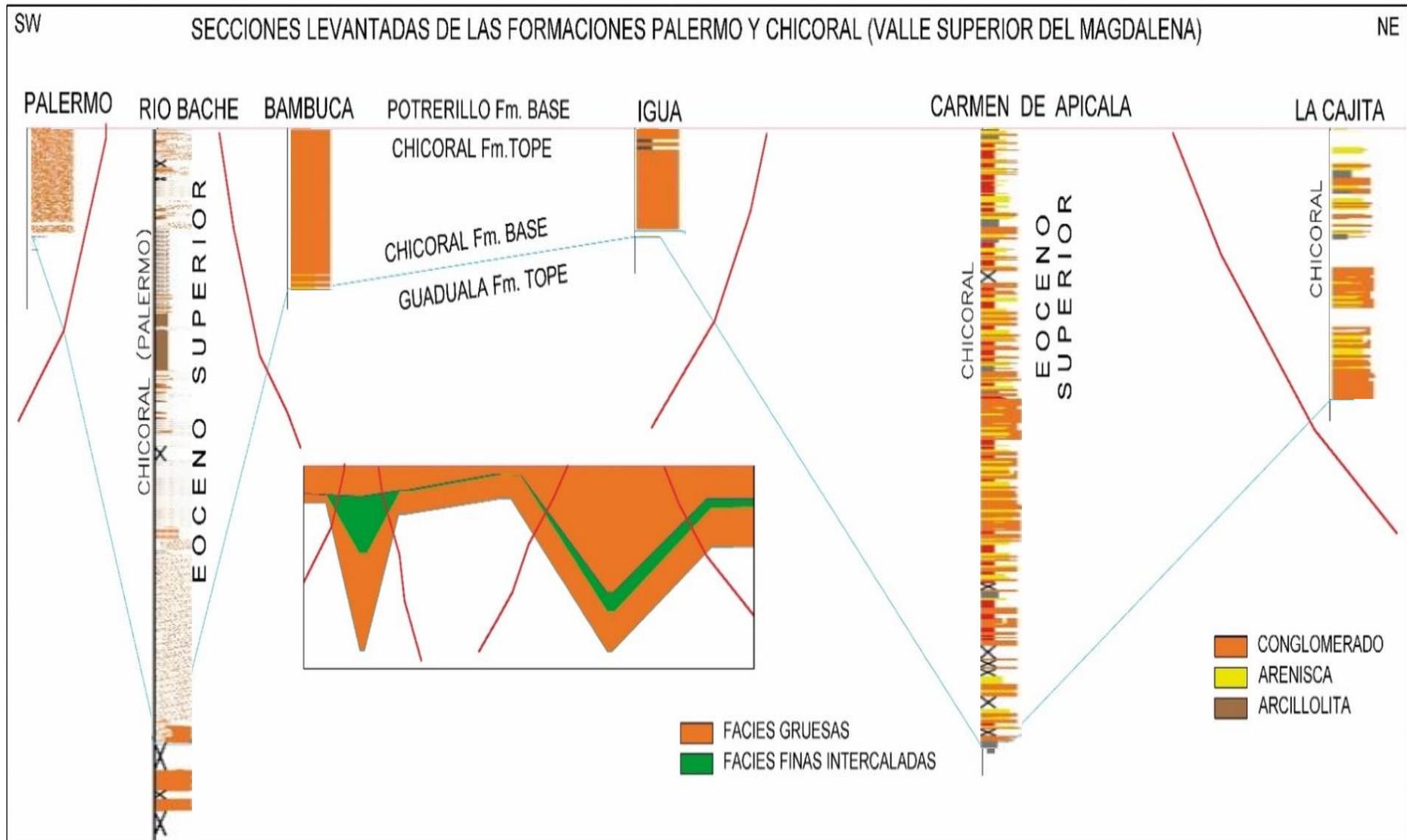


Figura. 18 *Correlación de las secciones estratigráficas levantadas en el Valle Superior del Magdalena.*

De grano medio a fino lenticulares; el miembro superior conformado por arenitas de grano medio localmente conglomeráticas en capas medias lenticulares con laminación inclinada en artesa y sigmoidal.

3.1.1.14 Formación Seca

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Cacho levantándose los 50 m superiores de la Formación Seca, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Porta J (1965).

Localidad tipo: El nombre deriva de la Quebrada Seca al Sur de Cambao (Departamento de Cundinamarca). La sección tipo se encuentra en la carretera de Cambao a San Juan de Río seco. Otra sección de referencia está en la carretera de Honda a Guaduas.

Los sedimentos por encima del Cretácico fueron interpretados como “Piso de Guaduas” por Scheibe (1934^a) y Raasveldt y Carvajal (1957), sigue esta misma nomenclatura para la sucesión comprendida entre la Formación Cimarrona y la Formación Hoyón. Van der Hammen (1958), emplea el término Lisama y Bürgl (1958), Formación Umir.

Posición estratigráfica: En la carretera de Cambao–San Juan de Río Seco el límite inferior de la Formación Seca está determinado por la falla de Cambrás que coloca esta unidad en contacto con la Formación Los Limones del Grupo Honda. En la sección de la carretera Honda-Guaduas la Formación Seca descansa sobre la Formación Cimarrona. Este contacto por lo menos localmente parece ligeramente discordante, pero existen muchos derrubios que impiden ver este contacto en una extensión amplia. El contacto con la Formación Hoyón está tectonizado. El límite entre ambas unidades se coloca en el primer banco de gravas que presenta una elevada proporción de rocas metamórficas que pertenece a la Formación Hoyón.

Edad: Porta (1966), señala en la base de la formación foraminíferos bentónicos *Siphogenerinoides bramlettei* y *S. clarki*. A 100 m por encima una asociación polínica semejante a la de la Formación Guaduas en la Sabana de Bogotá, que no permite una mayor precisión y considera la Formación Seca como Maastrichtiense.

Guerrero y Sarmiento (1996), señalan en el Sinclinal de Guaduas, en pozos y en muestras de superficie, un conjunto de foraminíferos bentónicos y una asociación palinológica

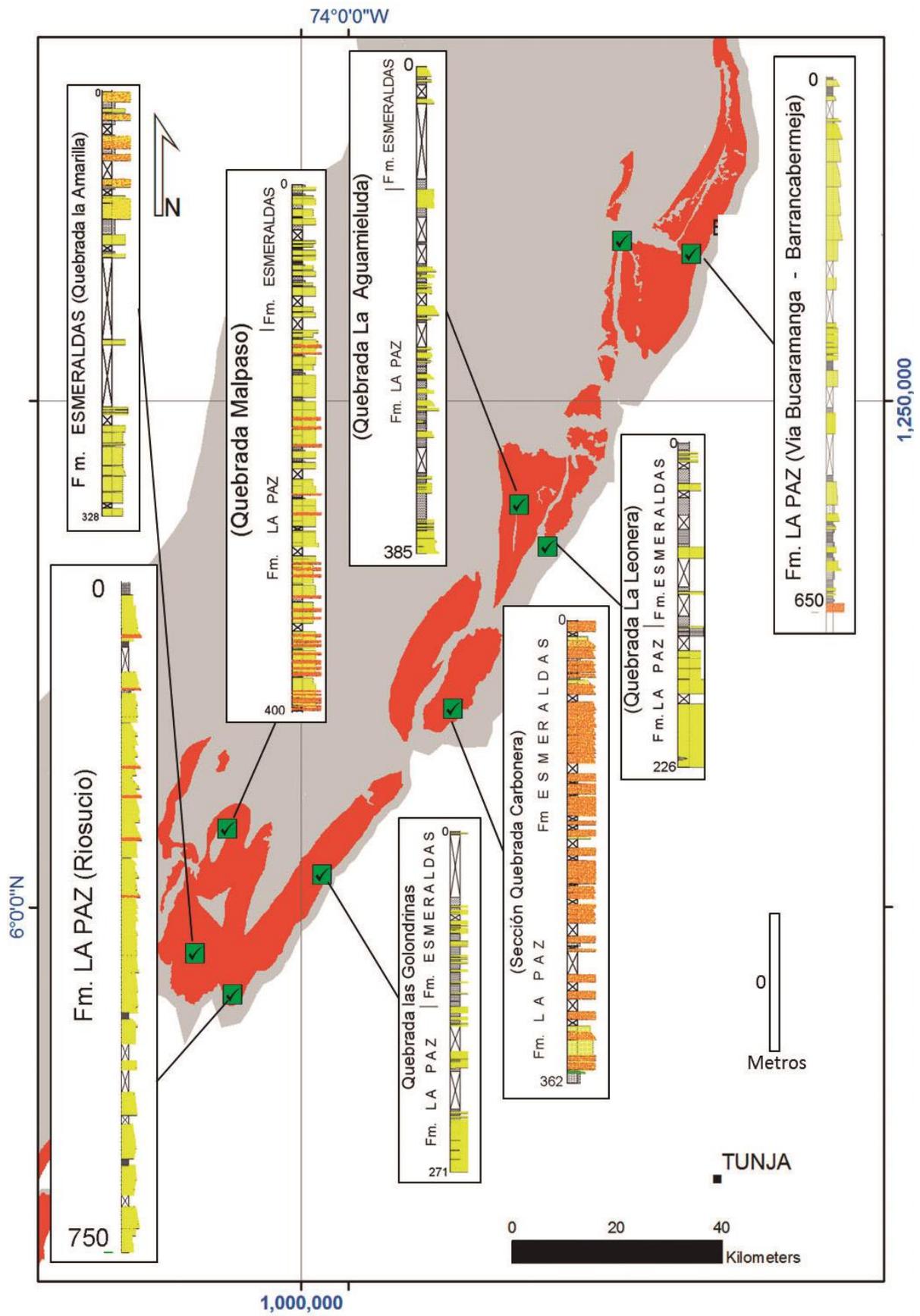


Figura. 19 Localización del Valle Medio del Magdalena, columnas estratigráficas levantadas.

Señalada entre otras localidades en la Formación Guaduas de la Sabana de Bogotá (Sarmiento, 1992a), que determinan una edad Maastrichtiense superior.

Sector Sur del Valle medio del Magdalena: se aprecia la siguiente sucesión litológica:

Facies: Las facies dominantes corresponden a lodolitas macizas (Lm), vari coloreadas y lodolitas con laminación horizontal incipiente (Lh). Ocasionalmente se presentan interposiciones de bancos lenticulares métricos y decimétricos de arenitas arcósicas conglomeráticas, macizas (AKCm) y conglomerados areno soportado (Cmsa) a clasto soportado de guijos finos (Ccmf) de guijos de cuarzo y chert 5%. También están presentes facies de arenitas arcósicas y subarcósicas con estratificación inclinada planar (Axp) y en Artesa (Axa) en arreglos grano decrecientes, ver Tabla 5.

Ambiente de depósito: La marcada abundancia de facies finas de lodolitas (Lh, Lm) indican amplias llanuras de inundación o depósitos de desborde, con actividad de organismos y suelos, mientras la alternancia con facies gruesas de conglomerados, arenitas conglomeráticas (Ccsa, Ccmf, AKCm) representan rellenos de canales y las arenitas laminadas (Axp, Axa), pueden reflejar migración de barras sobre los fondos de canal, en un sistema de abanico aluvial distal.

3.1.1.15 Formación Hoyón

Autor: Esta unidad fue establecida originalmente como una unidad principalmente conglomerática dividida en cuatro miembros, (Porta, 1966).

Localidad tipo: Afloramientos situados en el flanco Oeste del Sinclinal de San Juan de Río Seco, la sucesión que constituye esta unidad presenta cambios litológicos y de espesor muy marcados en el sentido E-W. El espesor de la Formación Hoyón en el flanco W de la estructura, se estima cercano a 920 m.

Posición estratigráfica: Relaciones estratigráficas. – La Formación Hoyón está limitada por la Formación Seca (Formación Guaduas de Raasveldt y Carvajal 1957) y (Formación Lisama de Van der Hammen) en la base y por la Formación San Juan de Río Seco (Formación Gualanday de Raasveldt y Carvajal y de Van der Hammen) en la parte superior. Pero debe recordarse que parte de la Formación Lisama (véase de Van der Hammen) corresponde al Miembro Cambao. Estos límites son equivalentes a los establecidos por Raasveldt y Carvajal. A pesar de que la Formación Hoyón aparece como una unidad propia e independiente y así la consideraron Raasveldt y Carvajal (1957); Van der Hammen (1958); Bürgl (1961^a; Porta, (1965), 1966) y Radelli (1967), insinúa la posibilidad de que la

Formación Hoyón represente un cambio lateral de facies del Gualanday inferior y más tarde Van Houten y Travis (1968), consideran que el Hoyón representa un miembro de la Formación Guaduas.

Edad: Eoceno Superior, en Porta (1966).

Facies: La base de la formación está constituida por facies (Tabla 5), conglomeráticas que incluyen conglomerados clasto soportados, masivos, de clastos finos y gruesos (Ccmf, Ccmg) (Foto 2) y conglomerados areno- soportado polimícticos (Cmsa), en menor proporción arenitas arcósicas masivas (AKm). Estas facies se intercalan con bancos métricos tabulares de lodolitas masivas abigarradas (Lom), que representan el 30 o 40 % de la sección Foto 2.

La parte media inferior, está conformada aproximadamente en un 70% por facies finas de lodolitas masivas rojizas (Lom) con intercalaciones de bancos métricos y capas decimétricas de arenitas conglomeráticas masivas (Acm) y en forma subordinada, conglomerados clasto soportados, masivos, de clastos finos y gruesos (Ccmf – Ccmg).

Sobre la pared media superior hay una disminución ostensible de las facies finas conteniendo máximo el 20% de lodolitas masivas (Lom) y las facies conglomeráticas clasto soportadas aumentan la proporción de la fracción de los cantos más gruesos (Ccmg).

Por último, en las sucesiones superiores de la unidad desaparecen las facies finas y se vuelven frecuentes las facies conglomeráticas clasto soportadas, masivas, de clastos finos y gruesos (Ccmg-Ccmf) y de arenitas conglomeráticas masivas (ACm). El contacto suprayacente es concordante con la Formación San Juan de Río Seco (Foto 3).



Foto 2. Detalle de las facies conglomeráticas de la Fm. Hoyón.

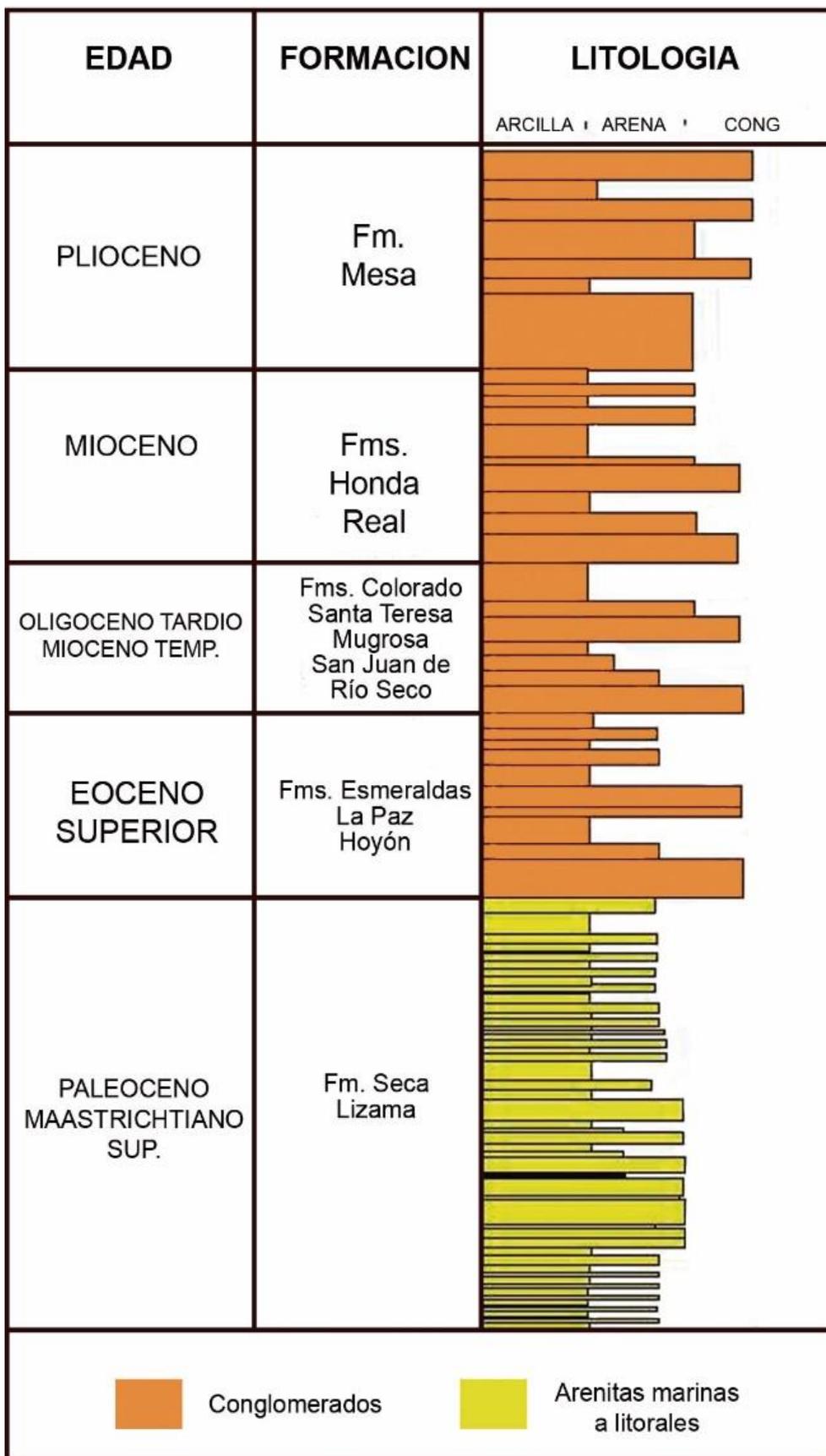


Figura. 20 Columna estratigráfica generalizada del Terciario del VMM.

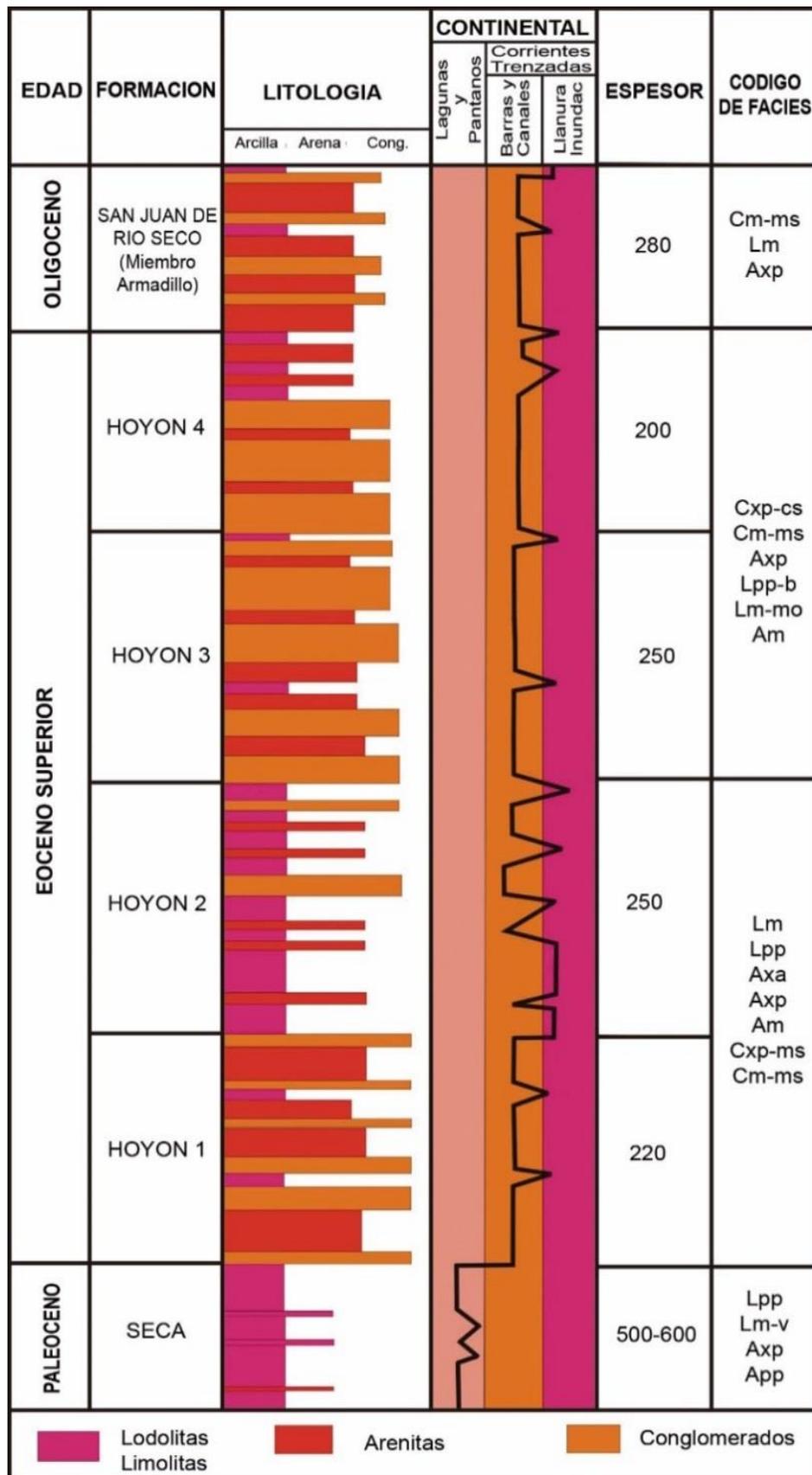


Figura. 21 Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Hoyón Valle medio del Magdalena sector Sur.



Foto 3. Contacto concordante entre la Formación Hoyón (facies conglomeráticas de la base) y la Formación San Juan de Río Seco (facies de arcillolitas y arenitas al tope).

Ambiente de depósito: El predominio de la fracción gruesa de conglomerados Ccmf, Ccmg, Ccxp, y arenitas conglomeráticas ACcm pueden reflejar flujos de escombros muy densos bajo regímenes de energía muy altos y presencia de núcleos y cabezas de barras longitudinales y transversales que se desarrollan en abanicos aluviales. Hacia la parte media la presencia abundante de las facies finas de lodolitas y limolitas (Lm, Li) fueron acumuladas en los márgenes de canales y como rellenos de canales abandonados.

Las sucesiones completas representan rellenos de canales activos, las sucesiones gruesas indican canales superpuestos, mientras las sucesiones incompletas indican rellenos de canales abandonados.

3.1.1.16 Formación San Juan de Río seco

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Hoyón levantándose los 50 m inferiores de la Formación San Juan de Río Seco, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Porta J (1965).

Localidad Tipo: Esta unidad aflora en la parte Sur del Sinclinal de San Juan de Río Seco-Guaduas, correspondiente a la parte más Norte del VSM. En el área de estudio afloran dos de sus tres miembros.; de acuerdo con sus características y siguiendo la nomenclatura establecida para esta región en Porta (1966), la Formación San Juan de Río Seco se ha dividido en tres miembros.

Para la Formación San Juan de Río Seco se ha reportado un espesor aproximado de 700 m; sin embargo, los controles geológicos y la información cartográfica en general

consignada en el presente trabajo permiten establecer un espesor del orden de 1200 a 1300 m.

Posición Estratigráfica: La Formación San Juan de Río Seco comprende todos los sedimentos que se encuentran entre la Formación Hoyón en la base y la unidad suprayacente denominada Formación Santa Teresa (= Formación La Cira) en el sentido de (Raasveldt y Carvajal, (1957), Van Der Hammen, 1958 y Porta, (1965), 1966) divide la Formación San Juan de Río Seco en tres miembros que de abajo hacia arriba son: Miembro Armadillos con un espesor de 235 m, consta de una sucesión de areniscas y lutitas rojas con una importante intercalación de gravas y conglomerados. Miembro Almácigos con un predominio de las lutitas y con una intercalación en la parte media de areniscas; tiene un espesor de 249-300 m. Finalmente el Miembro La Cruz con una sucesión de areniscas y lutitas y en la parte superior arenas y gravas; su espesor es de 202 m. Las areniscas de la Formación San Juan de Río Seco corresponden a subgrauvacas y los conglomerados y gravas están formados en orden decreciente por cantos de cuarzo, chert de tipo porcelanita y lidita.

Edad: Oligoceno en Porta (1966).

Facies: Las facies de esta unidad se resumen en la Tabla 5, constituido por tres segmentos diferentes: el miembro inferior compuesto por bancos muy gruesos de conglomerados clasto soportados de clastos finos (Ccmf), macizos, conglomerados matriz soportados (Cmsa), conglomerado con estratificación cruzada incipiente (Ccxp), producto de la orientación preferencial de clastos. Como facies subordinadas se encuentran arenitas con estratificación cruzada planar (Axp) y en menor proporción y restringida a la parte superior del miembro, se presentan lodolitas de color marrón o gris rojizo. El miembro intermedio lo conforman lodolitas con laminación horizontal (Lh), lodolitas con laminación ondulosa (Lo) y lodolitas macizas (Lm) vari coloreadas. Como facies subordinadas se encuentran arenitas con laminación ondulosa (Ao), inclinada planar (Axp) o en artesa (Axa) de pequeña escala, aunque sus proporciones aumentan hacia el techo del segmento. El miembro superior tiene como facies dominantes las cuarzoarenitas y las arenitas sublíticas con estratificación en épsilon (Axe ALxe). Es común la ocurrencia de cintas de conglomerados (Cce) hacia las bases de las sucesiones grano decrecientes.

Ambiente de depósito: La sucesión litológica indica un ambiente continental fluvial para la acumulación de estas sedimentitas. Las fracciones gruesas de conglomerados en sucesiones grano decrecientes (Ccmf, Cmsa, Ccxp, Cce) sugieren fondos de canales de corrientes de ríos trenzados cercanos a un abanico aluvial mientras que la fracción de

arenitas laminadas (Axp, Ao, Axe, ALxe), representan migración lateral de barras y las facies finas de lodolitas laminadas y macizas (Lm, Lo, Lh), reflejan llanuras de inundación o rellenos de canales abandonados.

FORMACIÓN	CÓDIGO DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VMM SECTOR SUR		
			BAS E	MED	TOP
SAN JUAN DE RIO SECO	Ccmf	Conglomerados clasto soportados de clastos finos	D		
	Cmsa	Conglomerados matriz soportados	D		
	Ccxp	Conglomerado con estratificación cruzada incipiente	D		
	Axp	Arenitas con estratificación cruzada planar		D	
	Lh	Lodolitas con laminación horizontal		D	
	Lo	Lodolitas con laminación ondulosa		D	
	Lm	Lodolitas macizas		D	
	Ao	Arenitas con laminación ondulosa		S	
	Axp	Arenitas con laminación inclinada planar		S	
	Axa	Arenitas con laminación en artesa		D	
	Axe ALxe	Cuarzoarenitas y las arenitas sublíticas con estratificación en épsilon			D
	Cce	Cintas de conglomerados			S
HOYÓN	Ccmf, Ccmg	Conglomerado clasto soportado macizo, de clastos finos y gruesos	D	D	S
	Cmsa	Conglomerado areno soportado polimíctico			S
	AKm	Arenitas arcósicas masivas	S	S	S
	Lom	Lodolitas macizas abigarradas	S	S	
SECA	Lm	Lodolitas macizas	D	D	D
	Lh	Lodolitas con laminación horizontal	D	D	D
	AKCm	Arenita Conglomeráticas arcósica maciza		S	
	Cmsa	Conglomerados arenosoportados		S	
	Ccmf	Conglomerados clasto soportados guijos finos	S	S	S
	Axp	Arenitas con laminación cruzada planar	S	S	
	Axa	Arenitas con laminación cruzada en artesa	S	S	

Tabla 5. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas. D: Facies Dominantes, S: Facies subordinadas.

Para el Sector Norte del Valle Medio del Magdalena la sucesión litológica es:

3.1.1.17 Formación Lisama (KTL)

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación La Paz levantándose los 50 m superiores de la Formación Lisama, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Definida por Morales (1956), Localidad tipo en la Quebrada Lisama

Localidad tipo: El nombre de esta unidad procede de la Quebrada Lisama afluente del Río Sogamoso, en el NE de la Concesión de Mares (Depto. de Santander). Una sección bien expuesta se encuentra también por el ferrocarril de Puerto Wilches, más abajo de Vanegas.

Posición estratigráfica: La Formación Lisama presenta un contacto normal y transicional con la Formación Umir. Este límite se coloca donde aparecen las primeras areniscas bien desarrolladas. El contacto superior con el Miembro Toro de la Formación La Paz está determinado por una discordancia regional bien marcada.

Edad: Paleoceno.

Facies: Predominan las facies de arenitas (Tabla 6), con granos fino y muy fino, laminadas a bioturbadas interlaminaciones de lodolitas y arenitas y por último, lodolitas grises claras. Son características las sucesiones granocrecientes métricas constituidas por lodolitas hacia la base, interlaminaciones finas hacia la parte media y arenitas hacia el tope. Entre las facies dominantes tenemos: Arenitas cuarzosas de grano muy fino y fino con laminación cruzada tangencial a la base y cruzada en artesa en sets de escala pequeña y mediana (At, Axa); arenitas cuarzosas de grano fino y muy fino con laminación ondulosa en fase y desfase (Ao); arenitas cuarzosas de grano fino y arenitas de grano muy fino y lodolitas onduladas y onduladas bioturbadas (lo lob). Lodolita gris clara y gris media con laminación ondulosa (Lo); lodolitas masivas gris clara a gris media (Lm). Por último, carbón en laminillas milimétricas y capas muy finas menores de 15 cm (Car). El espesor de la Formación oscila entre 500 y 600 m.

Ambiente de depósito: La ocurrencia de sucesiones grano decrecientes, el desarrollo y preservación de facies tanto arenosas finas o gruesas y laminadas (Axt, Axa, Axp, Ao), la abundancia de materia orgánica en especial carbonosa en las facies finas (Car), y como láminas interpuestas en las facies arenosas, la ocurrencia de facies heterolíticas (lo, lob), y la notable abundancia de icnofósiles en las interfaces, indican depósitos de canales meandriformes en un ambiente estuarino.

3.1.1.18 Formación La Paz (TEP)

Autores: Autores Geólogos de la Tropical Oil, Redefinida por Wheeler O.C (1935) y Morales (1958).

Localidad tipo: El nombre procede de la Cordillera La Paz entre los Ríos Sogamoso y Lebrija. La sección tipo de esta unidad se encuentra en la angostura del Río Lebrija por la línea del ferrocarril de Puerto Wilches, debajo de la población de Venegas.

Posición estratigráfica: Stutzer considera que corresponden a esta unidad todos los sedimentos que se encuentran entre el “Piso de Guaduas” y el “Piso de Honda”. Posteriormente Stutzer (1934b, p. 187), incluye su “Formación La Paz” dentro de la parte inferior de la Formación Honda, llamada también Formación no andesítica de Honda.

Edad: Las primeras publicaciones sitúan de una manera general a esta unidad dentro del terciario, (Anderson, 1926, 1927a), por su equivalencia entre La Paz y Guaduas, le da una edad del Eoceno (edad que entonces se daba al Guaduas). Las citas genéricas de Anderson (1928), Melania, Ampullaria, Corbula y Cyrena no son fáciles de interpretar. Quizás puedan corresponder al Horizonte fosilífero Los Corros. Van Der Hammen (1958), sitúa la Formación La Paz en el Eoceno inferior y medio basándose en correlaciones palinológicas, pero nunca se han publicado estas asociaciones. La ausencia de fósiles en esta formación ha obligado a establecer su edad a partir de su posición estratigráfica. Teniendo en cuenta la edad Paleocena que tiene la Formación Lisama infrayacente y la edad Eocena de la Formación Esmeraldas suprayacente, se ha determinado una edad del Eoceno para la Formación La Paz. La Colombian Soc. Petr. Geol Geoph. (1965) le asigna una edad más precisa: Eoceno superior.

Facies: Está compuesto por superposiciones de sucesiones completas e incompletas que incluyen facies de conglomerados, arenitas, y en menor proporción, facies finas de limolitas y lodolitas (Figura. 22), (Tabla 6).

Las sucesiones grano decrecientes completas pueden iniciar con facies de conglomerados arenosoportados, polimíctico, masivo (Cmsa), luego pasan a facies de arenitas conglomeráticas, para continuar con arenitas de grano grueso, cuarzosa, con estratificación cruzada planar, en artesa y tipo épsilon (ACxp, Axp, Axa y Axe). Pueden seguir arenitas con laminación horizontal y concluir con facies finas de limolitas y lodolitas con laminación horizontal (Lih y Loh) o con facies heterolíticas de interestratificaciones interlaminaciones finas de arenitas y lodolitas con laminación ondulosa con fragmentos vegetales (Iov), ocasionalmente bioturbada (Iob).

Las sucesiones incompletas también son grano decrecientes y aunque pueden presentarse conglomerados arenosoportados polimícticos masivos (Cmsa) o cintas conglomeráticas (Cce), las facies dominantes son de arenitas con estratificación cruzada planar (Axp), tipo épsilon (Axe) y en artesa (Axa), en apilamientos de espesores métricos. Las facies finas se presentan como subordinadas cuando no están ausentes y la componen facies de lodolita con laminación horizontal y limolitas también con laminación horizontal. El espesor oscila entre 500 y 1000 m.

Ambiente de depósito: Sucesiones semicompletas a incompletas son el resultado de varios procesos de carácter fluvial, de corrientes meandriformes, entre otros, superposición o stacking de canales sinuosos rellenos por arenitas cuarzosas con estratificación cruzada en épsilon, artesa y planar (Axe, Axa y Axp). La fracción gruesa de conglomerados y arenitas conglomeráticas (Cmsa, ACxp), corresponden a los fondos de canales, mientras las facies finas heterolíticas (lob, lo-v), de lodolitas y de limolitas (Lh, Lih), indican ambientes de baja energía, de rellenos pasivos de canales o depósitos de facies marginales al canal, llanuras de inundación, etc. La presencia de facies bioturbadas sugiere la influencia lacustre sobre la sucesión.

3.1.1.19 Formación Esmeraldas (TEE)

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación La Paz levantándose los 50 m inferiores de la Formación Esmeraldas, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Referencia original Wheeler (O.C.) (1935), definida por Morales (1956).

Localidad tipo: Caserío Esmeraldas junto al Río Sogamoso.

Posición estratigráfica: La Formación Esmeraldas descansa concordante sobre la Formación La Paz y el límite es transicional. Se viene colocando donde termina la sedimentación masiva de la Formación La Paz y empieza la aparición de areniscas y limolitas en bancos delgados que corresponden a la Formación Esmeraldas.

El contacto superior entre el Horizonte Los Corros y la Formación Mugrosa queda determinado por una discordancia aunque Morales et al. (1958), señalan que la presencia de una litología similar en la base de la Formación Mugrosa puede oscurecer esta discordancia. Por su parte la Colombian Soc. Petr. Geol. Geoph. (1965) indica que en los numerosos pozos abiertos en los Campos Colorado y La Cira-Infantas no se ha observado esta discordancia.

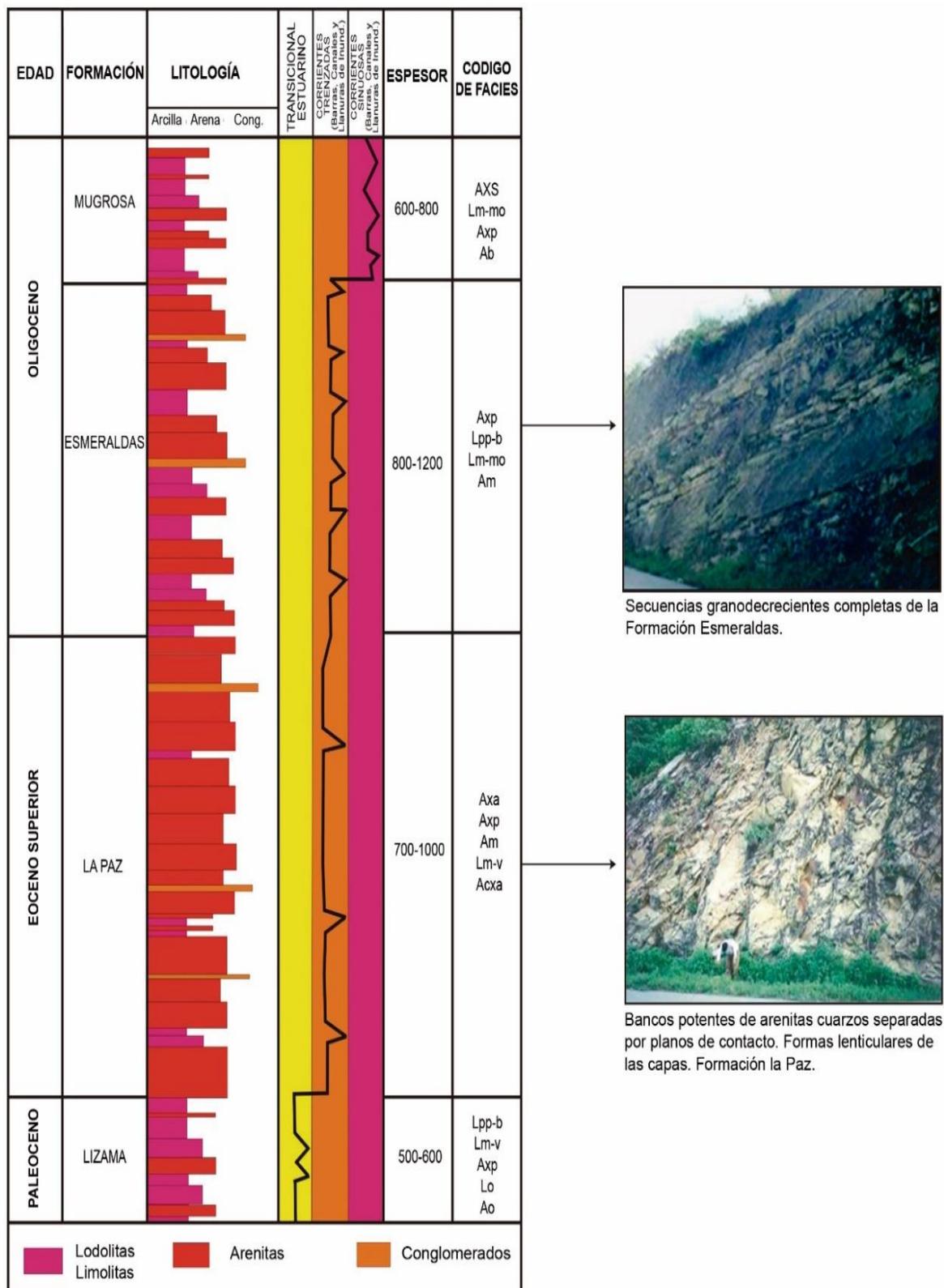


Figura. 22 Columna Estratigráfica generalizada de la Formaciones La Paz y Esmeraldas, Valle Medio del Magdalena sector Norte.

Edad: Los fósiles hallados en esta formación corresponden principalmente a los moluscos del Horizonte Los Corros situado en la parte más superior de esta unidad y fueron determinados por Pilsbry y Olsson (1935). Basándose en la semejanza de algunas formas de este horizonte con las faunas de la Formación Saman en el Perú, Pilsbry y Olsson dieron a esta unidad una edad del Eoceno superior. (Van Der Hammen, 1957b, 1958), por correlaciones palinológicas le asigna también esta edad. Según Morales et al. (1958, p. 659), correlaciones palinológicas con la Formación Carbonera realizadas por Sarmiento (informe privado), dan también una edad del Eoceno superior a esta formación. Según Morales et al., las capas estudiadas por Sarmiento en la Formación Carbonera se encuentran debajo de la fauna de Hannatoma que era considerada como perteneciente al Eoceno superior. Germeraad et al. (1968), han indicado que en la base de la Formación Esmeraldas se encuentra la Zona de *Retitricolporites guianensis* y también la Zona de *Verrucatosporites usmensis*, que darían a esta formación una edad del Eoceno medio-superior. Desgraciadamente los datos publicados por Germeraad, Hopping y Muller son incompletos y no cubren toda la sucesión por lo que no se sabe a qué zona corresponde la parte superior de la Formación Esmeraldas. Oligoceno.

Facies: Predominan las arenitas cuarzosas de grano fino a medio con estratificación cruzada planar (Axp) en sucesiones grano decrecientes, que pueden incluir arenitas de grano fino, masivas, sin estructura interna aparente (Am); arcillolitas masivas, color gris claro (Arm). Las capas de cuarzoarenitas tienen geometrías lenticulares y se encuentran intercaladas con las lodolitas en bancos métricos. El espesor oscila entre 130 y 1000 m. Capas gruesas de arenitas con estratificación cruzada, que gradan a capas medias y terminan en capitas finas de lodolitas. Fm. Esmeraldas (miembro medio), (Tabla 6).

Ambiente de depósito: Las características faciales reconocidas en esta unidad sugieren ambientes continentales fluviales de bajas energías. El predominio de facies finas de arcillolitas (Arm, Arh) y limolitas macizas (Lim), sugieren ambientes restringidos, que pueden corresponder a llanuras de inundación o depósitos marginales canal. Las granulometrías más gruesas de arenitas laminadas (Axp), los intraclastos en las bases de algunas capas, así como las geometrías lenticulares de los cuerpos pueden indicar fondos de canales pequeños, o secundarios. El nivel fosilífero sugiere la cercanía a la costa y una influencia lacustre sobre la sucesión.

FORMACIÓN	CÓDIGO DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VMM SECTOR NORTE		
			BASE	MED	TOP
ESMERALDAS	Axp	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada planar.	D	D	D
	Am	Arenita masiva	D	D	D
	Arm	Arcillolitas masivas gris claro	D	S	D
LA PAZ	Cmsa	Conglomerado areno soportado polimictico	D	S	S
	ACxp	Arenita conglomerática con estratificación cruzada	D	S	D
	Axp	Arenita cuarzosa con laminación cruzada planar	D	D	D
	Axa	Arenita cuarzosa con laminación cruzada en artesa	D	D	D
	Axe	Arenita cuarzosa con laminación cruzada tipo épsilon	D	D	D
	Lih	Limolitas con laminación horizontal	S	S	S
	Loh	Lodolitas con laminación horizontal	S	S	S
	lob	Interlaminaciones/interestratificaciones finas de arenitas y lodolitas con laminación ondulosa bioturada	S	S	S
	lov	Interlaminaciones/interestratificaciones finas de arenitas y lodolitas con laminación ondulosa originada por orientación de fragmentos vegetales	S	S	S
LISAMA	At	Arenita con estratificación cruzada tangencial a la base	S		D
	Axa	Arenita cuarzosa con estratificación cruzada en artesa	S		D
	Ao	Arenita cuarzosas de grano fino y muy fino con laminación ondulosa en fase y desfase	D		
	Lo, lob	Lodolita onduladas y onduladas bioturbadas	S		
	Lm	Lodolita masiva	S		S
	Car	Laminillas de carbón	S		S
	lo	Interestratificaciones finas arenita lodolita con laminación ondulada		D	S

Tabla 6. Facies de Formaciones de Edad Eocena y Distribución Por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies Subordinadas.

En la Figura. 23 se presenta la correlación del VMM en donde se aprecia el control tectónico, subsidencia diferencial por bloques; dando como resultado sucesiones más delgadas en los bloques colgantes.

Piedemonte Llanero sector Oriental de la Cordillera Oriental y el sector del Catatumbo, la cuenca del Piedemonte Llanero limita al W con las estribaciones de la Cordillera Oriental, y al E con el Cratón de la Orinoquía. La Figura. 24 representa el mapa generalizado de las Subcuencas del Piedemonte Llanero y el Catatumbo.

La primera área corresponde a la zona de mayor producción de petróleo y de mayor prospectividad de reservas. La segunda cuenca corresponde al sector más Norte del área de estudio y se localiza entre los ramales terminales de los Andes Colombo Venezolanos.

La formación de interés para este trabajo en el área de Piedemonte y Catatumbo es la Formación Mirador, igual que en las áreas anteriores se hizo un reconocimiento geológico a las formaciones que la infrayacen y suprayacen.

La Figura. 25 representa una columna generalizada de las Subcuencas del Piedemonte y del Catatumbo; el espesor varía entre 120 a 300 m, constituida por tres miembros, a la base arenas conglomeráticas con estratificación cruzada en artesa, en capas medias a gruesas lenticulares, son sucesiones grano decrecientes incompletas; el miembro medio son intercalaciones de arcillolitas a lodolitas en capas finas tabulares con laminación plano paralela continua y capas finas de arenitas de grano medio a fino lenticulares; el miembro superior conformado por arenitas de grano medio localmente conglomeráticas en capas medias lenticulares con laminación inclinada en artesa y sigmoidal.

3.1.1.20 Formación Cuervos.

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Mirador levantándose los 50 m inferiores de la Formación Cuervos, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Es definida por Notenstein et al. (1944).

Localidad tipo: Se encuentra en el área de la Concesión Barco; en la Quebrada Los Cuervos, afluente del Río Catatumbo.

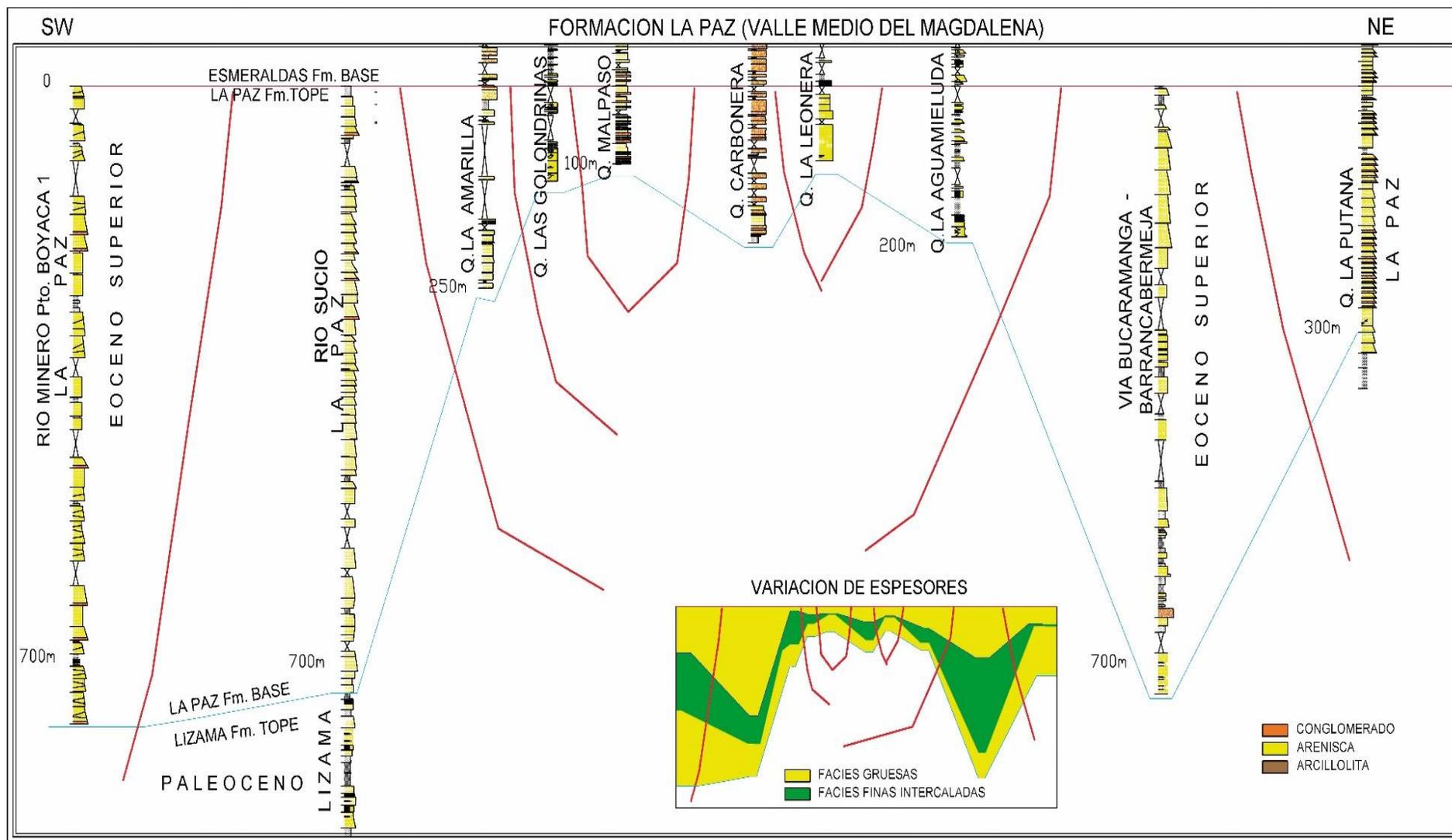


Figura. 23 Correlación de las columnas estratigráficas levantadas en el Valle Medio del Magdalena.

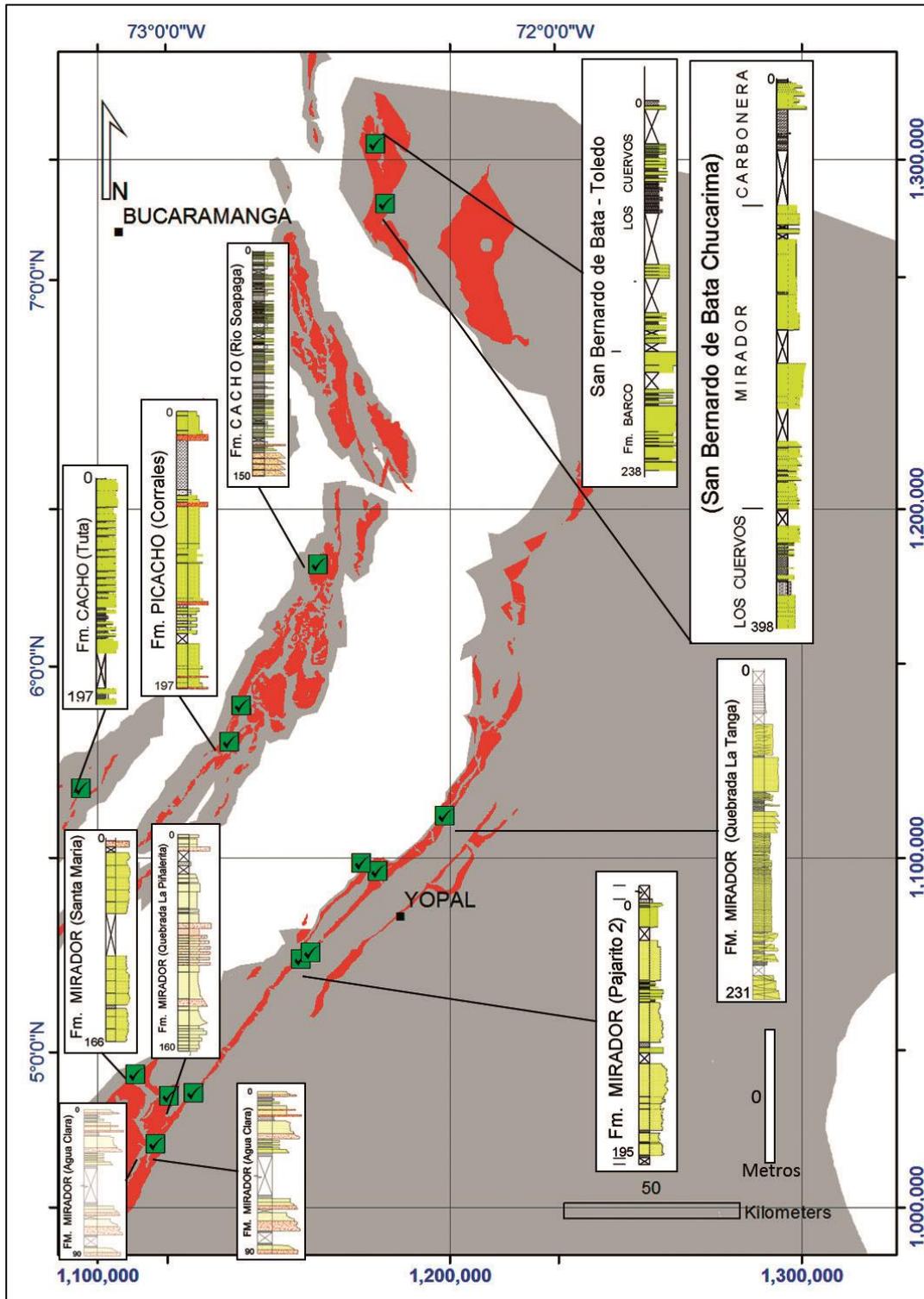


Figura. 24 Localización del Catatumbo, columnas estratigráficas levantadas y "Oil seeps".

Posición estratigráfica: Se encuentra suprayaciendo la Formación Barco e infrayaciendo la Formación Mirador. Se le asigna una edad Paleoceno superior a Eoceno inferior en su Localidad tipo.

Edad: (Van der Hammen, 1958), datada como Paleoceno a la Formación Arcillas del Limbo (equivalente en el área).

Facies: Compuesta básicamente por la interposición de paquetes decamétricos de lodolitas como facies dominantes y bancos métricos de arenitas como facies subordinadas. Es común la ocurrencia de sucesiones granocrecientes. Las lodolitas principalmente son macizas (Lm), macizas con fragmentos vegetales (Lm-v) ricas en materia orgánica (Lm-mo) y lodolitas bioturbadas (Lb). Es común la ocurrencia de paquetes decimétricos de interlaminaciones/ interestratificaciones finas onduladas de arenitas y lodolitas, en proporciones parecidas.

Se presentan paquetes métricos de arenitas con estratificación cruzada planar y en artesa (Axp, Axa), cruzada bioturbada (Axb), ondulosa (Ao), y arenitas líticas bioturbadas (ALb). Es común la presencia de capas decimétricas de carbón (Car). En la parte media de la unidad, intercaladas entre las arenitas y las lodolitas. Se pueden encontrar facies de ritmitas, interlaminaciones/interestratificaciones horizontales, finas de arenitas y lodolitas, ricas en fragmentos vegetales (lh-v) (Tabla 7).

Con frecuencia se presentan sucesiones granocrecientes, desde lodolitas a arenitas.

Su espesor varía entre 300 y 200 m; al sur, en el municipio de Sabanalarga (Quebrada Piñalerita) se conocen espesores de 450 m. El contacto con la unidad infrayacente es abrupto.

Ambientes de Depósito: La marcada abundancia de facies finas lodosas), algunas de ellas ricas en materia orgánica y fragmentos vegetales, (Lm, Lm-v, Lm-mo, la presencia de carbón (Car), en menor proporción las facies arenosas de grano fino, gran abundancia de materia orgánica, y el arreglo en sucesiones grano decrecientes y granocrecientes indican depósitos de crevasse splay channels, marismas y pantanos, rellenando bahías interdistributarias o estuarinas, o en zonas supramareales. Las arenitas con estratificación cruzada (Axp, Axa), fueron acumuladas en fondos de canales menores. La presencia de facies bioturbadas (Lb, Axb), así como arenitas con laminación ondulosa en fase y desfase, ripples, laminación flaser (Ao, Ar) entre otras, reflejan la influencia marina.

3.1.1.21 Formación Mirador

Autor: El nombre fue propuesto por Garner (1926) e introducido en Colombia por Notenstein et al. (1958).

Localidad tipo: Procede del Cerro Mirador en la parte alta del Río Lora, al sur del Distrito de Perijá, Estado de Zulia (Venezuela).

Posición estratigráfica: La Formación Mirador se sitúa entre las Formaciones Cuervos y Carbonera, ver Figura. 26 . “Representa un cambio importante en la sedimentación regional puesto que hace su primera aparición un importante nivel de areniscas.” (Solé de Porta, 1974).

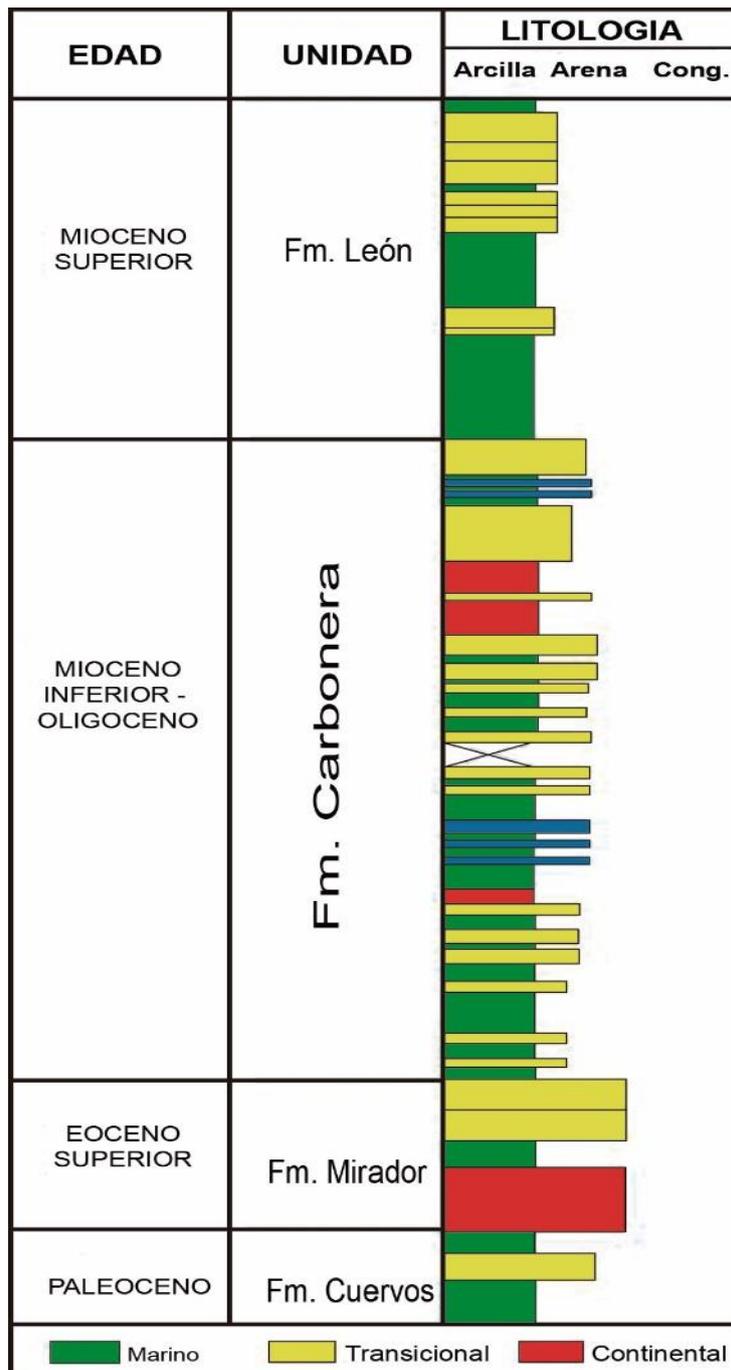


Figura. 25 Columna generalizada Terciario del Piedemonte Llanero.

Edad: La edad determinada en Colombia para la Formación Mirador es Eoceno superior (Cooper et al., 1995), mientras en Venezuela se ha determinado Eoceno inferior a medio. Esta diferencia de edad ha servido de base para plantear la posibilidad de que la Formación Mirador (o Areniscas del Limbo) de los Llanos Orientales y el Piedemonte no corresponda a la misma unidad aflorante en la Localidad tipo. Sin embargo, Van der Hammen (1958), plantea una edad Eoceno inferior a medio para esta misma unidad (Areniscas del Limbo), lo cual sugiere que la diferencia en la edad planteada se debe simplemente a diferencias en los criterios de zonación bioestratigráfica.

Facies: Las facies representativas se resumen en la Tabla 7, se compone de tres miembros, el inferior y el superior arenoso y el intermedio lutítico. Se diferencia de las Formaciones Guadalupe y Barco por la presencia de lentes de conglomerado oligomícticos de guijos y arcillolitas de color gris claro con horizontes rojizos (paleosuelos). Las facies del miembro superior presentan facies de arenitas bioturbadas como facies dominantes.

El miembro inferior lo constituyen principalmente sucesiones grano decrecientes completas e incompletas (Foto 4), que pueden iniciar con facies de conglomerados clasto soportados, oligomícticos con estratificación cruzada (Ccxp), conglomerados matriz-soportados por arena, oligomícticos (Cmsa) y abundantes cintas decimétricas y centimétricas de conglomerados clasto soportados, oligomícticos (Cce). Continúan facies de arenitas conglomeráticas y de arenitas con estratificación cruzada. Las facies de arenitas con estratificación cruzada en artesa y tipo épsilon (Axa – Axe) se presentan como facies subordinadas.

En menor proporción se aprecian sucesiones completas, que incluyen facies de arcillolitas grises claras con moteamiento por bioturbación (Arb).



Foto 4. Arenitas cuarzosas, deleznales con estratificación cruzada en capas decimétricas. Nótese el carácter lenticular de los cuerpos litológicos. Fm. Mirador.

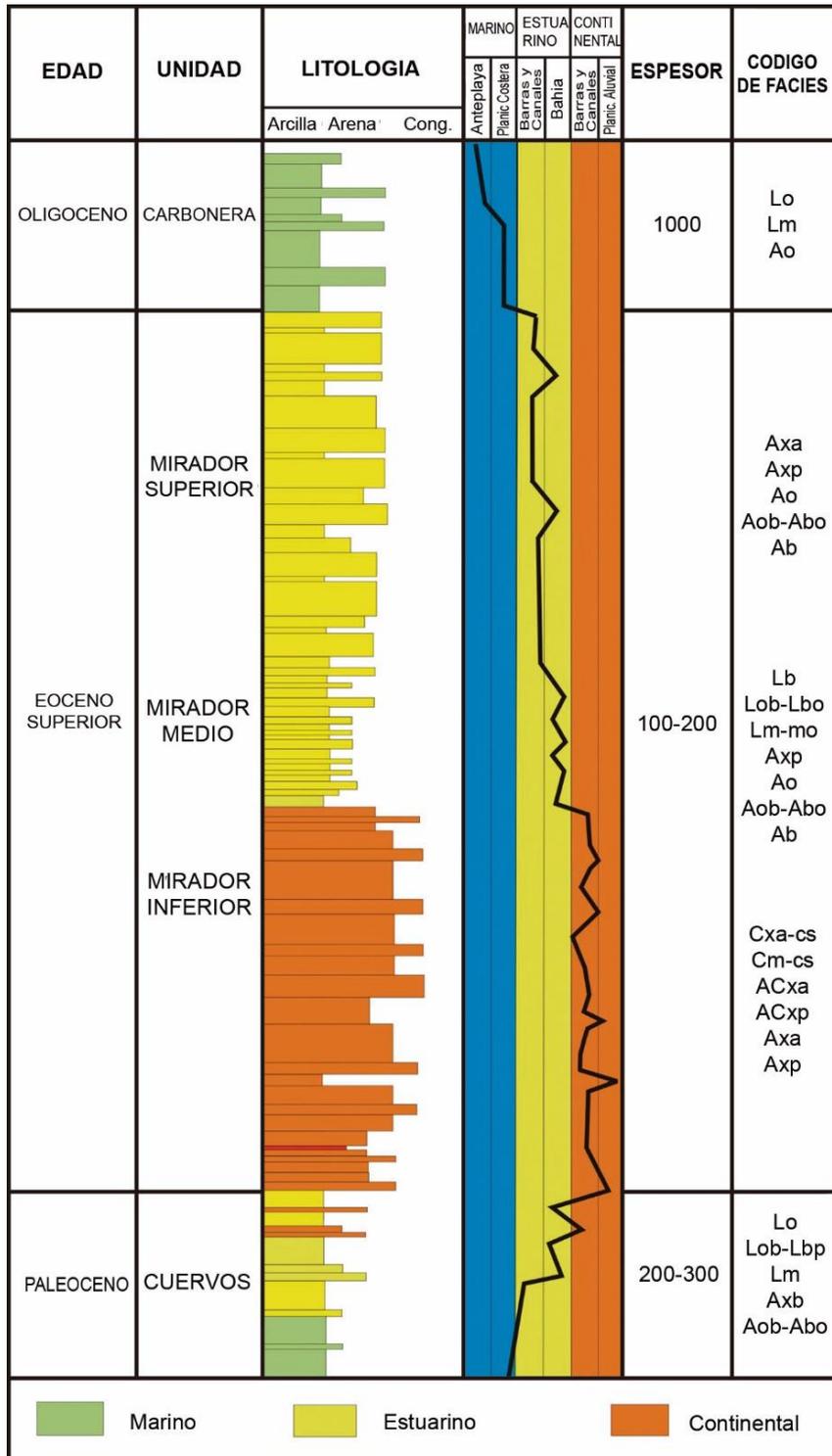


Figura. 26 Columna Estratigráfica generalizada de la Formación Mirador, Piedemonte Llanero y Catatumbo.

Los guijos de los conglomerados están compuestos por cuarzo lechoso, en menor proporción chert y liditas. Conforman sucesiones grano decrecientes completas e incompletas. Son porosas y friables. En el miembro inferior predominan las arcillolitas de color gris claro, parcialmente moteadas, en capas lenticulares discontinuas.



Foto 5. Bancos decamétricos de arenitas cuarzosas, deleznales con estratificación cruzada planar de la Fm Mirador.

El miembro intermedio está constituido fundamentalmente por facies finas de arcillolitas bioturbadas (Arb) y lodolitas masivas (Lom), con intercalaciones subordinadas de arenitas con laminación ondulosa (Ao).

Por último, en la parte superior de la unidad desaparecen las facies gruesas de conglomerados y arenitas conglomeráticas predominando las facies de arenitas bioturbadas (Ab) (Foto 6), arenitas con laminación ondulosa (Ao), interlaminaciones – interestratificaciones centimétricas y decimétricas de arenitas y lodolitas con laminación ondulosa (lo) y ondulosa bioturbada (lob) (Foto 7).



Foto 6..Facies de arenitas bioperturbadas con icnofósiles y texturas moteadas. Nótese el lining de las paredes, que indican huellas de vivienda: *Palaeophycus* sp. Fm. Mirador.

No se encuentran las facies de conglomerado y arenita conglomerática características del miembro inferior de la unidad. Se presentan interposiciones de capas muy finas a finas, tabulares, de cuarzoarenitas de grano fino con laminación plano paralela y arcillolitas tabulares laminadas a macizas de color gris claro. Los paquetes de lodolitas y arcillolitas presentan hacia el techo colores rojizos debido al desarrollo de paleosuelos.



Foto 7. Arenita cuarzosa bioperturbada, de la parte superior de la Formación Mirador. Nótese el predominio de las texturas moteadas sobre las estructuras físicas.

Los sectores en los cuales puede ser medida esta unidad son: Monterralo, sinclinal de Recetor, anticlinal de Tierra Negra, Río Caja (Tauramena), Río Túa, Agua Clara y Santa María a San Luis de Gaceno; su espesor está entre 150 y 200 m.

Contacto con la unidad infrayacente: Concordante, muy abrupto localmente. A escala regional se aprecia que la base de la Formación Mirador eroda diferentes niveles de la Formación Cuervos y cuando la relación se observa se logra apreciar diferencia de paleopendiente deposicional entre estas unidades sumado al intervalo de tiempo sin registro Paleoceno (Cuervos) Eoceno superior (Mirador) se registra una discordancia angular entre estas unidades.

Ambiente de depósito: Esta unidad presenta 3 sucesiones litológicas distintas. En la base las facies dominantes son de conglomerados y arenitas conglomeráticas, (Cmsao, Cce, ACxp) en sucesiones granodecrecientes a arenitas con estratificación cruzada planar, en épsilon, en artesa (Axp, Axa, Axe, Ah), que reflejan ambientes fluviales de alta energía, de corrientes sinuosas, que corresponden a depósitos de canales de mayor orden, rellenos por migración lateral de point bars complejas sobre las cuales migran lateralmente depósitos de barra proximal. En la parte media de la unidad, las facies finas (Arh y Lm) indican zonas de transición a ambientes estuarinos de bahías.

En el segmento superior la prominencia de facies bioturbadas características de ambientes marinos tales como arenitas y arcillolitas bioturbadas (Ab, Arh) arenitas con laminación ondulosa (Ao), facies heterolíticas (Io, Io-v) de arena-lodo correspondientes a facies marginales a canales y a depósitos intermareales y de bahías estuarinas.

Las sucesiones completas representan rellenos de canales activos, mientras las sucesiones incompletas indican rellenos de canales abandonados.

La letra A representa canales fluviales, la B canales fluvio-estuarinos, la C representa bahías estuarinas, la letra D corresponde a un back shore y por último la letra E representan ambientes de shore face.

3.1.1.22 Formación Carbonera

En el presente trabajo solo se observó la relación estratigráfica y cartográfica de esta unidad con la Formación Mirador levantándose los 50 m inferiores de la Formación Carbonera, la descripción a continuación se basa en información bibliográfica.

Autor: Término propuesto por Notestein et. al. (1944).

Localidad tipo: El nombre deriva de la quebrada homónima, afluente del Río Zulia, en el Anticlinal de Petrólea (Concesión Barco). Este término también se ha empleado tradicionalmente en la estratigrafía del Terciario de los Llanos Orientales.

Posición estratigráfica: Se encuentra en contactos concordantes en medio de las Formaciones Mirador (arenítica) y León (lutítica). El espesor varía entre 600m a 1700m.

Edad: En la Localidad tipo se le asigna una edad Eoceno superior - Oligoceno (Porta, 1974). Los datos obtenidos en este trabajo indican una edad Oligoceno a Mioceno inferior.

Facies: Compuesta (Tabla 7) por alternancia de facies finas de lodolitas y arcillolitas dispuestos en bancos decamétricos y arenitas en paquetes métricos de capas que varían lateralmente de espesores. Las facies finas las constituyen lodolitas con laminación horizontal y horizontal con fragmentos vegetales (Lh, Lh-v), lodolitas macizas, macizas ricas en materia orgánica y ricas en materia carbonosa (Lm, Lm- mo, Lm-c), lodolitas bioturbadas, arcillolitas macizas y arcillolitas bioturbadas (Lb, Arm, Arb), pasan por lodolitas bioturbadas, arcillolitas macizas y arcillolitas bioturbadas (Lb, Arm, Arb). Las facies de arenitas comprenden arenitas con estratificación cruzada planar, en artesa (Axp, Axa) y con laminación ondulosa bioturbada y arenitas bioturbadas (Aob, Ab). Con frecuencia hay presencia de carbón (Car). En el nivel C6 se presenta un nivel de Dolomita fosilífera con abundancia de turritélidos (Df).

Es común la ocurrencia de sucesiones granocrecientes que pueden iniciar en facies finas de arcillolitas macizas o bioturbadas (Arm, Arb), pasan a lodolitas limosas macizas o laminadas (Lm, Lh) y terminan en arenitas laminadas (Ao, Axp).

Ambiente de depósito: Las asociaciones de facies, de la Formación Carbonera muestran que la unidad corresponde a depósitos estuarinos y fluvio estuarinos. Tales depósitos

consisten de sucesiones preservadas que varían de completas a incompletas producidas principalmente por el relleno activo de canales de marea o estuarinos meandriformes. Las sucesiones completas muestran el desarrollo de todas las facies o depósitos desde arenitas limpias con estratificación cruzada (Axp, Axa), con las granulometrías más gruesas depositadas en el fondo del canal y que corresponderían a los niveles C1, C3, C5 y C7, mientras la parte inferior de la barra de meandro a arenitas sucias y ricas en materia orgánica (Ao), y facies heterolíticas de arena-lodo de la parte media de la barra correspondientes a facies marginales al canal y a depósitos intermareales. La abundancia de las facies finas de lodolitas ricas en materia orgánica y fragmentos vegetales (Lm-mo, Lm-c, Lh, Lh-v), fragmentos carbonosos (Car), presentes en los niveles C2, C4, D6, y C8, indican depósitos de “crevasse splay channels”, marismas y pantanos, rellenando bahías interdistributarias o estuarinas. El desarrollo de facies bioturbadas (Arb, Aob, Lb), y la presencia de niveles fosilíferos en dolomitas demuestran la influencia marina en la acumulación de estas sedimentitas.

Se interpreta como una sucesión de facies originada por la progradación de barras de bocas de estuario sobre depósitos arcillosos acumulados en un fondo marino somero posiblemente restringido (bahía).

FORMACIÓN	CÓDIGO DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VMM NORTE SECTOR		
			BASE	MED	TOP
CARBONERA	Lh	Lodolitas con laminación horizontal	D		
	Lh-v	Lodolitas horizontal con fragmentos vegetales	D		
	Lm	Lodolitas macizas	S		
	Lm-mo	Lodolitas macizas ricas en materia orgánica	S		
	Lm-c	Lodolitas ricas en materia carbonosa	S		
	Lb	Lodolitas bioturbadas	S		
	Arm	Arcillolitas macizas	S		
	Arb	Arcillolitas bioturbadas	S		
	Axp, Axa	Arenitas con estratificación cruzada planar, en artesa	S		
	Aob	Arenitas con laminación ondulosa bioturbada	D		
	Ab	Arenitas bioturbadas	S		

	Car	Carbón	S		
	Df	Dolomita fosilífera	S		
MIRADOR	lob	Lodolitas con laminación ondulosa bioturbada	S		
	lo	Lodolitas con laminación ondulosa	S		
	Ab	Arenitas bioturbadas	S		
	Ao	Arenitas con laminación ondulosa	S		
	Lom	Lodolitas masivas	S		
	Arb	Arcillolitas con bioturbación	S		
	Axa – Axe	Arenitas con estratificación cruzada en artesa y tipo épsilon	S		
	ACxp – Axp	Arenitas conglomeráticas y de arenitas con estratificación cruzada	D		
	Cce	Cintas decimétricas y centimétricas de conglomerados clastosoportados, oligomícticos	D		
	Cmsa	Conglomerados matriz-soportados por arena, oligomíctico	D		
Ccxp	Conglomerados clastosoportados, oligomíctico con estratificación cruzada	D			
FORMACIÓN	CÓDIGO DE FACIES	NOMBRE DE LAS FACIES	CUENCA VMM NORTE	SECTOR	
CUERVOS	Lm	Lodolitas macizas	D		
	Lm-v	Lodolitas macizas con fragmentos vegetales	S	S	D
	Lm-mo	Lodolitas macizas ricas en materia orgánica	S		
	Lb	Lodolitas bioturbadas	S		
	Axp, Axa	Arenitas con estratificación cruzada planar y en artesa	S	S	
	Ao	Arenita con estratificación ondulosa	S	S	
	ALb	Arenita lítica bioturbada	S	S	
	Car	Capas decimétricas de carbón	S	S	
	Lh-v	Arenitas y lodolitas ricas en fragmentos vegetales.	S	S	

Tabla 7. Facies de Formaciones Mirador y Carbonera de Edad Eocena y Distribución por Subcuencas. D: Facies Dominantes S: Facies Subordinadas.

En la correlación del Piedemonte Catatumbo en donde se aprecia el control tectónico, subsidencia diferencial por bloques; dando como resultado sucesiones más delgadas en los bloques colgantes.

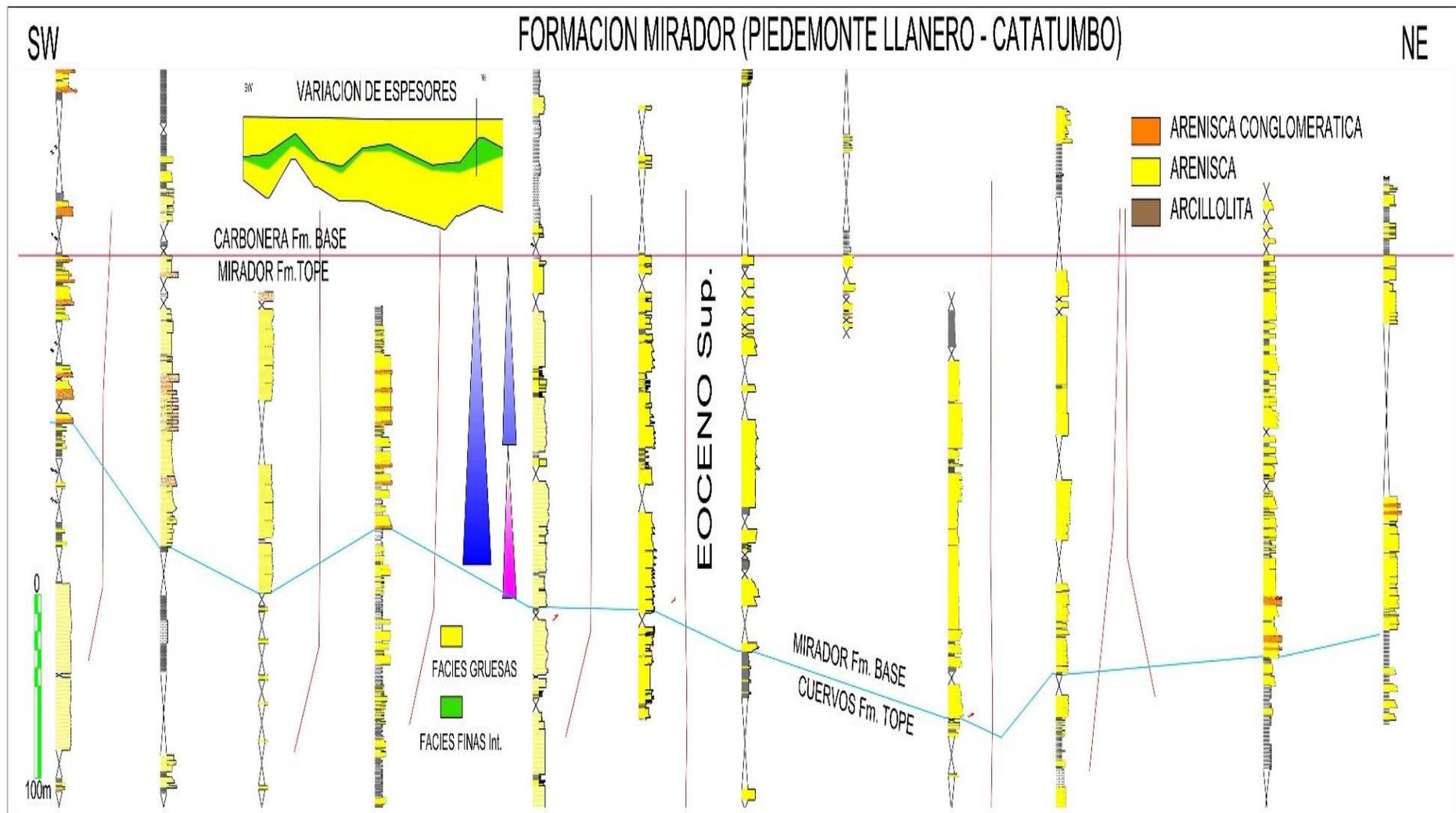


Figura. 27 Correlación de las columnas estratigráficas levantadas en el Piedemonte Llanero y Catatumbo.

3.1.2 Estratigrafía Secuencial

La utilización de la estratigrafía de secuencias aumenta la comprensión de estructuras estratigráficas que pueden optimizar la exploración de hidrocarburos y el desarrollo productivo de los sistemas petrolíferos asociados a campos ya descubiertos en la sucesión del Eoceno Superior en Colombia.

Para el estudio estratigráfico secuencial se utilizan las secuencias de tipo Transgresivo-Regresivas (T-R), que se comparan en la Figura. 28 con los otros tipos de secuencias deposicionales (Catuneanu et al., 2011).

Para realizar el estudio estratigráfico de secuencias T-R se ha analizado el registro comprendido entre el Jurásico Superior y el Cuaternario. La razón por la cual se ha procedido de este modo obedece a la necesidad de poner de manifiesto los dos grandes eventos regionales: 1) La importancia regional de la discordancia del Eoceno inferior y 2) La compartimentación de las Subcuencas terciarias con relación a la cuenca del Jurásico Superior - Cretácico.

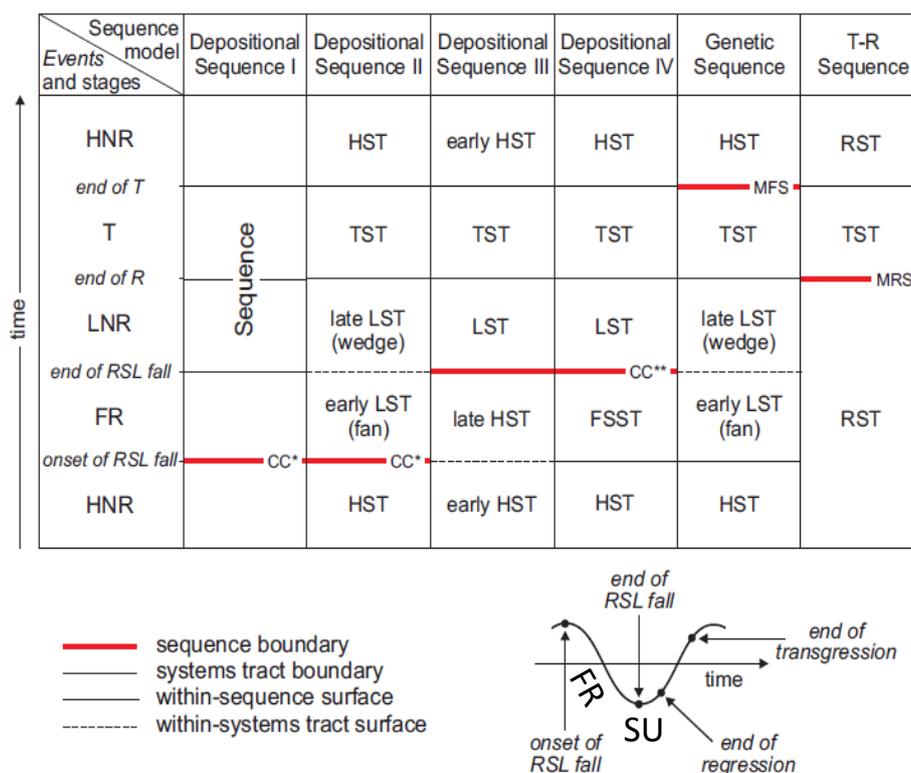


Figura. 28 Secuencias T-R en relación con los otros modelos de secuencias deposicionales planteados y los eventos y estadios propuestos por Catuneanu et al., 2011. SU: Subaerial unconformity; FR: Forced regressions.

El análisis y división de secuencias de depósito Transgresivo-Regresivas (T-R) se realizó a partir de varias columnas levantadas e interpretadas, que se integraron en tres paneles de correlación regional (Figura. 30 , Figura. 31 y Figura. 32). Ello permite la integración de las áreas VSM (Valle Superior del Magdalena), VMM (Valle Medio del Magdalena), Cordillera Oriental y Piedemonte Llanero en un contexto regionalmente relacionado; para la etapa comprendida entre el Jurásico joven y el Cuaternario.

Las correlaciones (Figura. 30 , Figura. 31 y Figura. 32) se diseñaron con el fin de que cumplieran las siguientes condiciones: 1) distribución regional, que fuesen paralelas y perpendiculares al rumbo deposicional en la Cuenca Cretácica y Terciarias. 2) que involucraran los principales rasgos estructurales, la configuración estructural y evolución paleogeográficas de las cuencas, y 3) también se diseñaron teniendo en cuenta la distribución de las columnas estudiadas, su distribución espacial y la relación cronoestratigráfica. Para las unidades no objeto de este trabajo se utilizaron las edades y distribución regional de trabajos como Cooper et al. (1995), Cáceres et al., (2005) y el Mapa Geológico de Colombia versiones Ingeominas (2006, 2012) y Ariana Ltda. (2004 y 2008).

Los dos primeros paneles de correlación están orientados casi N-S (Figura. 30 , Figura. 31) cortando longitudinalmente las Subcuencas del Valle Medio y Superior del Magdalena y el sector occidental de la Cuenca de la Cordillera Oriental, estas son aproximadamente paralelas al rumbo deposicional de la cuenca Cretácica y en forma oblicua al eje de las Subcuencas del Terciario; el tercer panel de correlación, orientado W-E, corta transversalmente el borde oriental de la Cuenca del Valle Medio, la cuenca de la Cordillera Oriental y el Piedemonte (Figura. 32) y está orientado en el sentido perpendicular al rumbo deposicional.

Para la calibración bioestratigráfica se utilizaron estudios y biozonaciones publicadas de columnas estratigráficas y también información de pozos. Para la cuenca del Cretácico se utilizó información de superficies de tercer orden, separando secuencias hasta de algunos millones de años, en cambio para las Subcuencas del Terciario se utilizaron superficies de segundo orden, debido a la baja resolución bioestratigráfica disponible, (Figura. 30 , Figura. 31 , Figura. 32).

Para el análisis secuencial se consideró, al menos durante el Cretácico, que la cuenca Cretácica incluía las regiones del Valle Superior, Medio del Magdalena, de la Cordillera Oriental, el Piedemonte Llanero y Llanos Orientales, por lo que registran una historia de sedimentación similar y acumulación de facies genéticamente relacionadas. La geometría era de un aulacógeno asimétrico con el flanco W más parado que el flanco E. En la

determinación de secuencias y discordancias regionales del Cretácico se tomaron como base los análisis estratigráficos de Rubio (1997); Rolón y Numpaque (1997) y Villamil (1993), así como estudios y zonificaciones paleogeográficas y bioestratigráficas, Etayo *et al.* (1969). Etayo (1979). Para el Terciario se consideró como punto de partida el análisis estratigráfico realizado por Suárez (1997) del Terciario del Valle Medio del Magdalena.

Se determinaron once secuencias para el lapso Jurásico – Reciente en la parte central de Colombia (Figura. 33). Para la cuenca Cretácica se determinaron seis secuencias de Tercer Orden y para las Subcuencas Terciarias se determinaron cinco secuencias de Segundo orden.

Los límites las secuencias son superficies de primer orden y discordancias angulares de carácter regional (Figura. 33), a diferencia de los límites de secuencia de II y III orden los cuales corresponden a superficies de discordancias de carácter local y de la misma manera a algunas superficies de inundación.

Se registran episodios de inundaciones marinas globales bien documentadas. De acuerdo con la clasificación de secuencias de Vail *et al.* (1990), basada en la duración de los ciclos, las once secuencias definidas comprenden secuencias de orden Segundo (5 a 50 Ma.) para las cuencas del Terciario Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos.

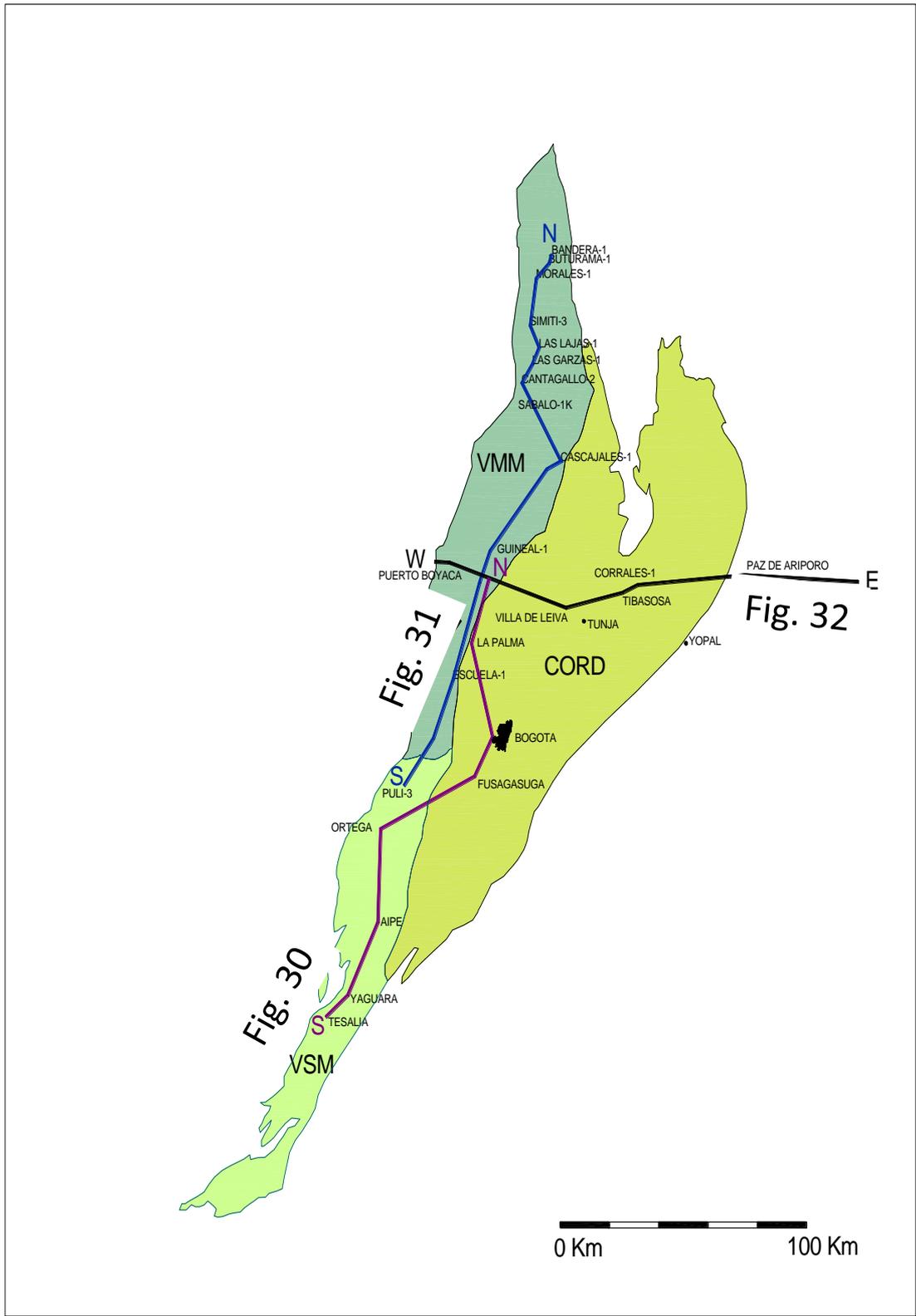


Figura. 29 Localización de los paneles de correlación crono estratigráficas regionales; de las Subcuencas Valle Superior (VSM), Valle Medio del Magdalena (VMM) y Cordillera Oriental (CORD)

CORRELACION REGIONAL N - S DIAGRAMA DE WHEELER LA CUENCA MMV (COLOMBIA)

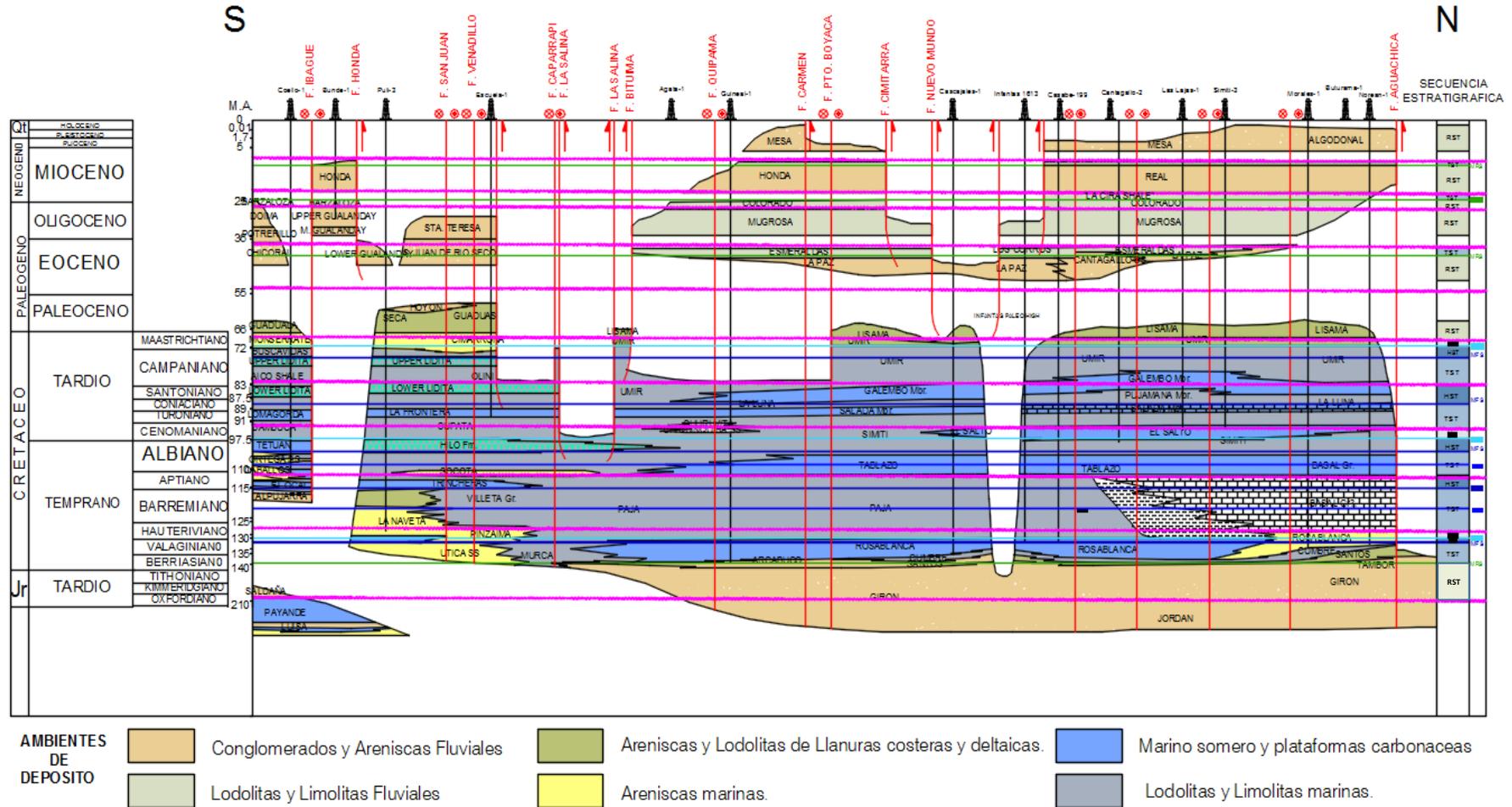


Figura. 31 Panel de correlación Crono estratigráfica N-S de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena; muestran do las secuencias Transgresivo – Regresivo (T-R) desde el Jurásico terminal hasta el Cuaternario. Modificado de Cooper et al. 1995, Cáceres et al.,2005

En resumen los tres paneles de correlación de las secuencias T- R (Figura. 30 , Figura. 31 y Figura. 32) se pueden sintetizar en Figura. 33 las secuencias de tercer orden 3-1 a 3-6 corresponden a la cuenca Cretácica, desarrollada en un ámbito extensional dominado por subsidencia rápida y lenta con esporádicos eventos de inversiones menores.

Las secuencias de segundo Orden 2-7 a 2-11 depositadas en las Subcuencas terciarias del VMM, Cordillera Oriental y Llanos se desarrollaron en un régimen compresivo por inversión y compartimentación de la cuenca Cretácica. Estas secuencias registran la etapa Paleoceno-Holoceno y comprenden facies acumuladas en ámbitos transicionales a continentales de las épocas del Eoceno, Oligoceno, Mioceno y Plio-Pleistoceno. El carácter marcadamente continental de estos materiales hace que el análisis secuencial en términos de cortejos (*systems tracts*) controlados por cambios relativos del nivel del mar sea difícil de aplicar. Sin embargo, la presencia de horizontes fosilíferos de gran extensión y continuidad reportados hacia el techo de las Formaciones La Paz, Mugrosa y Colorado, permiten suponer algún grado de influencia del nivel relativo del mar en la depositación de las sucesiones Terciarias.

De acuerdo con lo anterior, para el lapso Paleoceno-Holoceno se interpretaron solamente los sistemas transgresivo (*T*) y regresivo (*R*), en el sentido de las Secuencias T-R de Embry y Johannessen (1992), pero manteniendo el límite de secuencia en las superficies correlativas o discordancias y no en las superficies de regresión máxima.

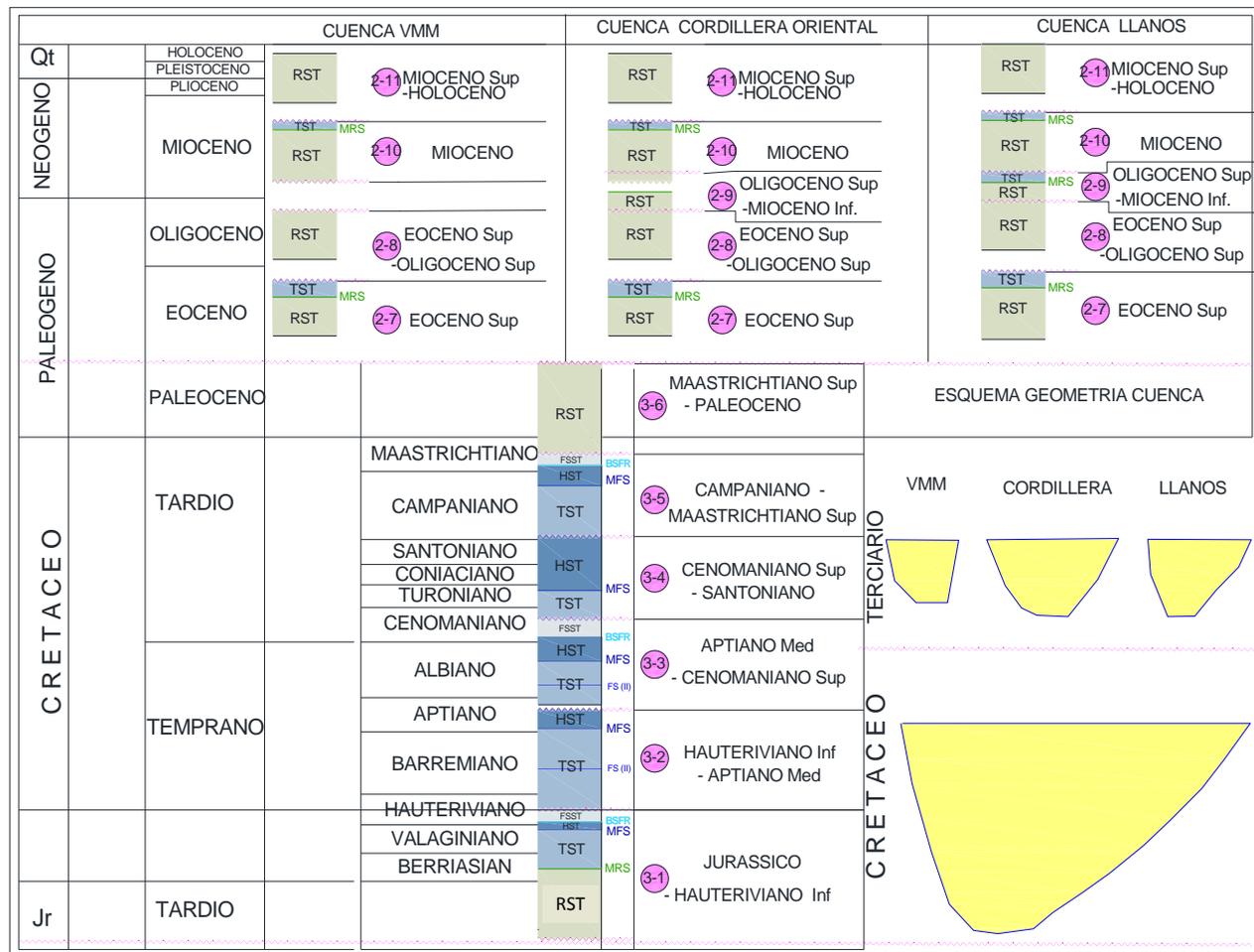


Figura. 33 Secuencias deposicionales, sistemas o cortejos sedimentarios (systems tracts) y superficies limitantes definidas para las Subcuencas del Cretácico y Terciario en las regiones de VMM, VSM y Cordillera Oriental-Piedemonte resultado de la integración de muestras de las secuencias Transgresivo – Regresivo (T-R) desde el Jurásico terminal hasta el Paleoceno .modificado de Cooper et al. 1995, Cáceres et al., 2005, integrando la nueva información para el Eoceno inferior y superior del presente trabajo y compilando información para Oligoceno Cuaternario, modificado de Cooper et al. 1995, Cáceres et al., 2005.

La relación entre litoestratigrafía y estratigrafía de secuencias en las Subcuencas del Valle del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos.

En la Tabla 8 se sintetiza la relación estratigráfica entre etapas transgresivas (T) y regresivas (R) para la cuenca Eocena de la Cordillera Oriental y sus equivalentes al W, cuenca del Valle del Magdalena y al E la cuenca de los Llanos.

EDAD	ESTRAT DE SEC / CORTEJOS T-R	ESTRATIGRAFIA FISICA / SECUENCIAS		
		VALLE DEL MAGDALENA	CORDILLERA ORIENTAL	LLANOS
OLIGOCENO	T	Norte: Fm. Mugrosa	Norte: Fm. Concentración	Fm. Carbonera
		Medio: Fm. Mugrosa	Sur: Fm. Bogotá	
		Sur: Fm. Potrerillo		
EOCENO SUPERIOR	R	Norte: Fm. La Paz	Norte: Fm. Picacho	Fm. Mirador
		Medio: Fm. Hoyón	Sur: Fm. Cacho	
		Sur: Fm. Chicoral		
EOCENO MEDIO	Hiato	Erosión		
EOCENO INFERIOR		Levantamiento		
PALEOCENO SUPERIOR	R	Norte: Fm. Lisama	Fm. Guaduas	Fm. Los Cuervos
		Medio: Fm. Seca		
		Sur: Fm. San Francisco		

Tabla 8. Síntesis de la correlación de los cortejos T-R de la etapa Paleoceno, Eoceno y Oligoceno y su relación con la estratigrafía física.

3.2 Análisis de Paleocorrientes y Modelo de la Cuenca

Los datos de paleocorrientes fueron tomados de facies con estratificación cruzada en Artesa (Axa), cruzada planar (Axp) y cruzada en épsilon (Axe) e imbricación de clastos, a los cuales se les hizo la corrección de la deformación tectónica. Fueron siete las unidades escogidas para tomar los datos de paleocorrientes: las Formaciones Cacho, Picacho, Palermo, Chicoral, Hoyón, La Paz y Mirador, la Figura. 34 sintetiza los resultados en las cuatro áreas de trabajo.

3.2.1 Análisis de Paleocorrientes

El análisis de paleocorrientes de la Formación Cacho se basa en las secciones de: Cunday, Pandi, Pasca e Icononzo, Usme, Tabio, Mochuelo (Bogotá Sur), La Calera, Guatavita, Lenguazaque.

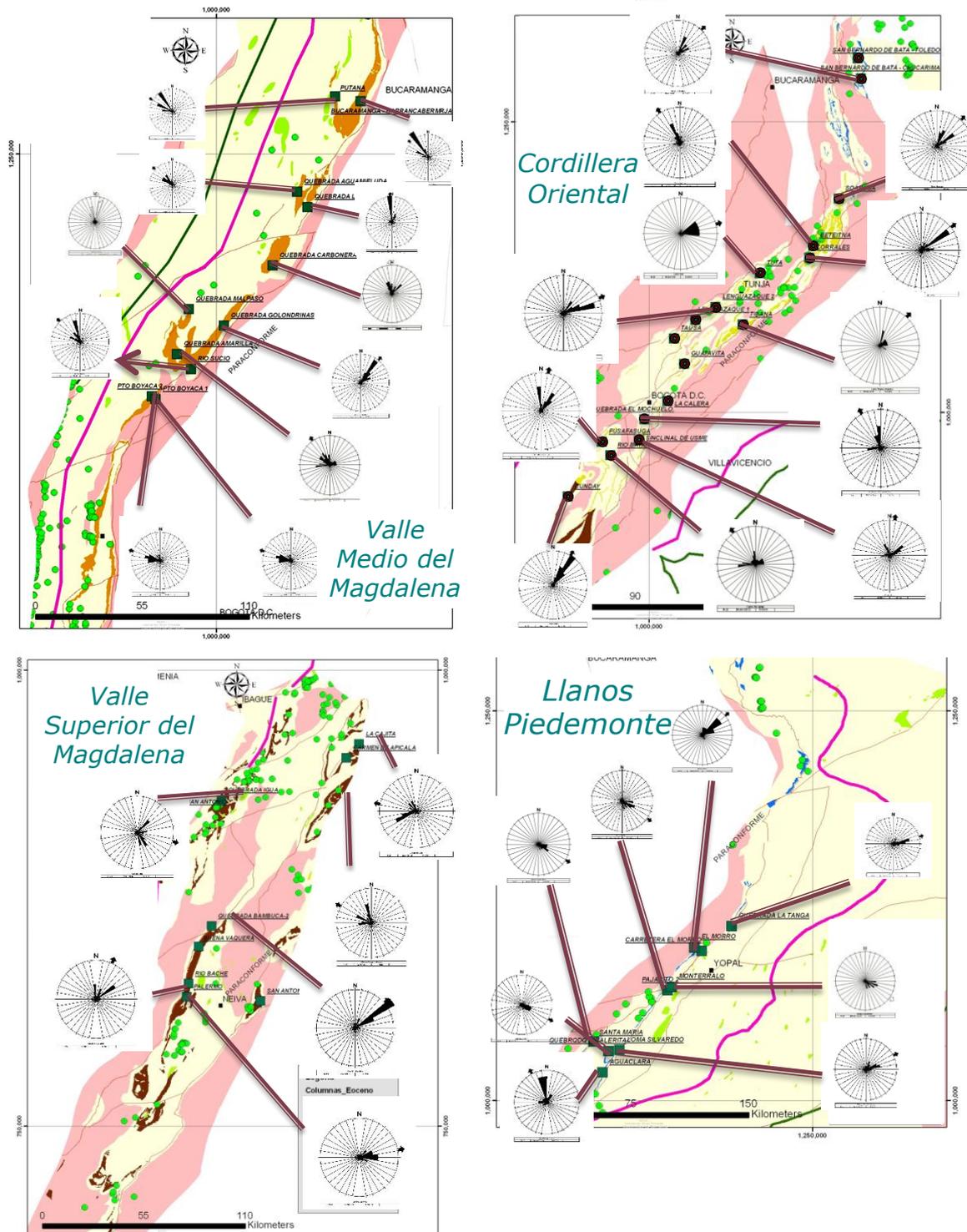


Figura. 34 . Diagramas de rosa de paleocorrientes medidas en las diferentes áreas trabajadas.

y Lenguazaque norte. Las rocas escogidas para hacer las medidas de paleocorrientes fueron arenitas con estratificación cruzada planar (Axp), en Artesa (Axa), y en épsilon (Axe). La Tabla 9 muestra un resumen de paleocorrientes para la Sabana de Bogotá, allí se presenta el promedio de medidas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión. Los diagramas rosa, muestran la representación gráfica de las medidas realizadas en la Formación Cacho, para cada una de las secciones estudiadas.

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTE PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
CACHO	275° - 310°	Unimodal base Bimodal techo	Macizo Quetame-Chingaza	Dispersión entre 265° y 330° bloque colgante de la Falla de Bogotá
	60° - 120°	Unimodal base Bimodal techo	Antiforma Girardot-Villela	Dispersión entre 40° y 130° bloque colgante de la Falla al Occidente de la Sabana

Tabla 9. Paleocorrientes en la Sabana de Bogotá para la Formación Cacho.

El análisis de Paleocorrientes de la Formación Picacho corresponden a la distribución regional de la Formación Cacho en las áreas de Boyacá y Santander. Fueron nueve las secciones de la Formación Picacho a las cuales se les tomó datos de paleocorrientes: Beteitiva, Tunja, Tota, Pesca, Duitama, Corrales, La Uvita, Soápaga y el Cocuy. Las rocas escogidas para hacer las medidas de paleocorrientes de la Formación Picacho fueron arenitas con estratificación cruzada planar (Axp), en Artesa (Axa), y en épsilon (Axe). La Tabla 10 muestra un resumen de paleocorrientes para Boyacá y Santander, allí se presenta el promedio de medidas realizadas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión. Los diagramas rosas, muestran la representación gráfica de las paleocorrientes medidas para la Formación Picacho, en cada una de las secciones estudiadas.

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTES PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
PICACHO	80° - 224°	Unimodal base Bimodal techo	Sierra Nevada del Cocuy	Dispersión entre 70° y 270° bloque colgante de la Falla de La Uvita
	60°-120°	Unimodal base Bimodal techo	Macizo de Santander	Dispersión entre 60° y 130° bloque colgante de la Falla de Soápaga

Tabla 10. Paleocorrientes en Boyacá y Santander para la Formación Picacho.

Las medidas de paleocorrientes realizadas para la Formación Picacho en las localidades de Tunja, Pesca, y Corrales demuestran que la dirección de transporte del material fue hacia el NEE, con pequeñas dispersiones, especialmente hacia el NE (Anexo 2); en las secciones de Tota, Soápage, y el Cocuy, la dirección predominante del transporte de material fue hacia el NNE, con poca dispersión de medidas hacia el SE y hacia el NEE (Anexo 2).

Para las localidades de Beteitiva, y La Uvita, los diagramas rosas muestran que hubo una dirección predominante en el aporte de materiales hacia el NNW y en menor proporción algunas medidas dispersas hacia el N y hacia el NE (Anexo 2).

Por último, las medidas de paleocorrientes realizadas en la sección de Duitama, muestran un dominio predominante hacia el SE, con alguna dispersión hacia el E, hacia el NNE y en menor proporción hacia el S (Anexo 2.).

Al igual que para la Formación Cacho, las direcciones resultantes del transporte de materiales que conforman la Formación Picacho, es igual a la dirección del transporte tectónico y vergencia de las principales fallas La Uvita y Soápage; pero es importante resaltar que hacia la parte superior de esta unidad se observa una inversión de sentido de las corrientes al igual que de la dirección de acreción de los cuerpos litológicos, por lo que se puede inferir una inversión de programación y colmatación de la cuenca, este sector posiblemente se deba al levantamiento del macizo de Santander; lo que da como resultado una inversión.

El análisis de Paleocorrientes de la Formación de Palermo que fue acumulada como flujos de escombros muy densos bajo regímenes de energía muy altos en un ambiente de abanicos aluviales. Las medidas de paleocorrientes fueron tomadas a la imbricación de cantos de los conglomerados y en las arenitas con estratificación cruzada planar (Axp). Fueron 17 las secciones de la Formación Palermo a las cuales se les tomó datos de paleocorrientes: Saladoblanco, Este de Tarqui, La Plata, Garzón, Gigante, La Cañada, Alto de la Hocha Sur, Alto de la Hocha 2 y 3, Oeste y Este del Sinclinal de Tesalia, Teruel, Yaguará 1 y 2, Palermo, Baché y Quebrada Bambucá.

La Tabla 11 Muestra un resumen de paleocorrientes tomadas en la Formación Palermo, donde se presenta el promedio de medidas realizadas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión. Los diagramas rosa del (Anexo 2), muestran la representación gráfica de las paleocorrientes medidas para la Formación Palermo, en cada una de las secciones estudiadas.

La mayoría de las medidas de paleocorrientes tomadas para la Formación Palermo indican en promedio, una dirección preferencial muy marcada de transporte de material hacia el NEE, especialmente en las localidades de La Cañada, Alto de la Hocha 2 y 3, Teruel, Yaguará 1 y 2, Palermo y Quebrada Bambucá (Anexo 2).

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTES PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
PALERMO	80° - 224°	Unimodal	Cordillera Central Alto de la Hocha	Dispersión entre 70° y 110° bloque yacente de la Falla de Chusma Sinclinal Tesalia
	60°-	Unimodal	Alto de la Hocha	Dispersión entre 60° y 130° bloque colgante de la Falla de San Jacinto

Tabla 11. Direcciones de Paleocorrientes promedio, para la Formación Palermo.

La segunda dirección preferencial de paleocorrientes corresponde a las NNE, entre las cuales se destacan las localidades de Saladoblanco, Este de Tarqui, Gigante, Alto de la Hocha Sur, y Río Baché (Anexo 2). Con una dirección predominante hacia el NE, y medidas con poca dispersión, sólo se presenta en el Sinclinal de San Andrés, localidad de La Plata (Anexo 2). La única localidad que presenta una dirección principal hacia el SEE (97°) se presenta al W del Sinclinal de Tesalia.

Por último, las secciones del Este del Sinclinal de Tesalia y de Garzón, muestran una dirección de transporte de materiales hacia el NNW, con una dispersión baja (312° a 327°).

En general las direcciones principales resultantes del transporte de materiales que conforman la Formación Palermo, es igual a la dirección del transporte tectónico y vergencia de las principales fallas de cabalgamientos de Chusma y San Jacinto.

El análisis de Paleocorrientes de la Formación Chicoral acumulada como flujos de escombros muy densos bajo regímenes de energía muy altos en ambientes de abanicos aluviales. Las medidas de paleocorrientes fueron tomadas a la imbricación de cantos de los conglomerados (Ccmg, Ccmf y Ccxp) y en las arenitas arcósicas con estratificación cruzada planar (AKxp). Fueron registradas medidas de paleocorrientes en 20 localidades: Planadas, Santiago Pérez 1 y 2, Quebrada Iguá, Sinclinal de Colombia Flanco Este y Oeste, Represa de Prado 1 y 2, Ortega, Río Cucuana, El Vergel, San Luis W, Valle de San Juan, Rovira, Chicoral 1, 2, 3 y 4, Carmen de Apicalá y Melgar.

La Tabla 12 muestra un resumen de paleocorrientes tomadas en la Formación Chicoral, donde se presenta el promedio de medidas realizadas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión.

A continuación se presentan los resultados de este análisis, en donde las rosas construidas muestran cinco anillos, con el más externo correspondiente al 50% de las medidas involucradas; las clases se han tomado cada 10 grados.

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTES PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
CHICORAL	80°	Unimodal	Cordillera Central	Dispersión entre 70° y 100° bloque yacente de la Falla de Chusma
	70° - 230°	Unimodal Unimodal	Macizo de Quetame	Dispersión entre 50° y 120° bloque colgante de la Falla de Altamizal
	240°	Unimodal	Cordillera Oriental	Dispersión entre 60° y 130° bloque colgante de la Falla del Magdalena

Tabla 12. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación Chicoral.

Se presentan tres direcciones preferenciales de transporte de materiales para la acumulación de las sedimentitas de la Formación Chicoral. Las localidades de Planadas, Santiago Pérez 1, Flanco oeste del Sinclinal de Colombia, y oeste de San Luis (Anexo 2) presentan una dirección principal hacia el NEE con dispersión entre 70° y 100°, mientras que las localidades de Santiago Pérez 2, Represa de Prado 1 y Represa de Prado 2 (Anexo 2), muestran una dirección principal hacia el NNE y la de Ortega – Avechucos, Río Cucuana, Rovira muestran orientación al NE (Anexo 2).

Otra dirección principal de paleocorrientes es hacia el NWW en las localidades de Chicoral, Melgar y Carmen de Apicalá (Anexo 2) con una dispersión entre 230° y 320°, mientras que con una dirección principal de transporte hacia el NW con una dispersión entre 255° y 330° se presentan las localidades del Sinclinal de Colombia, Flanco Este y el Vergel (Anexo 2). Por último, las localidades del Valle de San Juan presenta una dirección hacia el E (Anexo 2) mientras la Quebrada Iguá tiene una dirección principal hacia el SEE.

En general, las direcciones principales resultantes del transporte de materiales que conforman la Formación Chicoral, es igual a la dirección del transporte tectónico y vergencia de las principales fallas de cabalgamientos de Chusma, Altamizal y Magdalena.

Las direcciones de paleocorrientes medidas en esta unidad permiten plantear las áreas fuente al W en la subcuenca de Ortega y al E en la subcuenca de Prado Melgar (ver mapa

subcroop por encima de la discordancia del Eoceno Anexo) y una paleopendiente regional de 10° a 15° al W; el control de espesores en esta unidad es ejercido claramente por las fallas activas durante su depositación (finales del Eoceno) son evidencia de depósitos concomitantes con la deformación tectónica.

El análisis de Paleocorrientes de la Formación Hoyón fueron tomadas a la imbricación de cantos de los conglomerados (Ccmg, Ccmf y Cmsa) y en las arenitas conglomeráticas macizas (ACcm), y arenitas arcósicas macizas (AKm), se acumularon como flujos de escombros muy densos bajo regímenes de energía alta en ambientes de abanicos aluviales. Fueron registradas medidas de paleocorrientes en 11 localidades: Sinclinal de Guaduas, Flanco Oeste 1 y 2, Sinclinal de Guaduas, Flanco Este 1 y 2, Puli, Vía Beltrán, San Juan de Río Seco, Vianí, Vía Honda – Guaduas, Flanco Este, Vía Honda – Guaduas, Flanco Oeste y Puerto Salgar.

La Tabla 13 muestra un resumen de paleocorrientes tomado en la Formación Hoyón, donde se presenta el promedio de medidas realizadas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión. Los diagramas rosas (anexo 2) muestran la representación gráfica de las paleocorrientes medidas para la Formación Hoyón en cada una de las secciones estudiadas.

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTES PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
HOYÓN	80°	Unimodal	Cordillera Central	Dispersión entre 70° y 140° bloque colgante de la Falla de
	60°	Unimodal		Dispersión entre 60° y 130° bloque colgante de la Falla de Cambao
	120°	Unimodal	Antiforma Girardot - Villeta	Dispersión entre 60° y 130° bloque yacente de la Falla de Bituima

Tabla 13. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación Hoyón.

Un gran número de las medidas de paleocorrientes tomadas para la Formación Hoyón indican en promedio, una dirección preferencial muy marcada de transporte de material hacia el NW y otra dirección subordinada hacia el NE. Entre el primer grupo se encuentran las secciones de Sinclinal de Guaduas Flanco Este 1 y 2, Puli, Vianí, Vía Honda - Guaduas Flanco E y Puerto Salgar (Anexo 2). En dirección NWW se encuentran las secciones de Vía Beltrán, Vía Honda – Guaduas Flanco W (Anexo 2).

La segunda dirección preferencial de paleocorrientes corresponde a la dirección hacia el NE, se presenta en dos secciones Sinclinal Guaduas Flanco W1 y San Juan de Río Seco (Anexo 2), mientras que la única sección que presentó dirección principal de transporte de materiales hacia el NEE fue Sinclinal de Guaduas Flanco W2 (Anexo 2).

En general, las direcciones principales resultantes del transporte de materiales que conforman la Formación Hoyón, es igual a la dirección del transporte tectónico y vergencia de las principales fallas de cabalgamientos de Cambao y Bituima.

El análisis de Paleocorrientes de la Formación la Paz las medidas fueron tomadas a las arenitas limpias con estratificación cruzada tangencial, en artesa y en épsilon (Axp, Axa, Axe) y a las arenitas conglomeráticas con estratificación cruzada (ACxp) acumuladas en ambientes continentales fluviales de corrientes meandriformes.

Fueron registradas medidas de paleocorrientes en 10 localidades: Este de Puerto Boyacá, Río Minero, Río Sucio, Quebrada Golondrinas, Quebrada Leonera, Quebrada Aguamieluda, Anticlinal del Opón Flanco Este y Oeste, Quebrada La Putana y Vía Bucaramanga – Barrancabermeja.

La Tabla 14 muestra un resumen de paleocorrientes tomado en la Formación La Paz, donde se presenta el promedio de medidas realizadas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión. Los diagramas rosas (Anexo 2), muestran la representación gráfica de las paleocorrientes medidas para esta formación en cada una de las secciones estudiadas.

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTES PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
LA PAZ	80°	Unimodal	Cordillera Oriental	Dispersión entre 70° y 150° bloque colgante de la Falla de Bucaramanga
	320°	Unimodal	Cordillera Oriental	Dispersión entre 260° y 340° bloque colgante de la Falla de Opón

Tabla 14. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación La Paz.

La mayoría de las medidas de paleocorrientes tomadas para la Formación La Paz indican en promedio, una dirección principal muy marcada de transporte de material hacia el NW presentándose en las secciones de Río Sucio, Quebrada Aguamieluda, Anticlinal de Opón Flanco Oeste, Quebrada La Putana, Vía Buenaventura – Barrancabermeja (Anexo 2).

Tres secciones, Este de Puerto Boyacá, Río Minero y Quebrada La Leonera, presentan direcciones principales de paleocorrientes hacia el NNW (Anexo 2). La Quebrada Golondrinas indica una dirección principal hacia el NNE (Anexo 2). Por último, la sección del Anticlinal del Opón Flanco Este las direcciones de paleocorrientes muestran una dirección hacia el NEE (Anexo 2).

En general las direcciones principales resultantes del transporte de materiales que conforman la Formación La Paz, es igual a la dirección del transporte tectónico y vergencia de las principales fallas de cabalgamientos.

El análisis de Paleocorrientes de la Formación Mirador se tomaron en las arenitas limpias con estratificación cruzada planar, en artesa y en épsilon (Axp, Axa, Axe) y a las arenitas conglomeráticas y conglomerados con estratificación cruzada (Ccxp, ACxp) acumuladas en ambientes continentales fluviales de corrientes meandriformes.

Fueron registradas medidas de paleocorrientes en: Villavicencio, Guaicáramo, Guaicáramo norte, Santa María, Agua Clara, Medina, Piñalerita, Loma Silvaredo, Tauramena, Pajarito, Piñalerita, El Morro, Q. Jarama, Q. La Tanga, Río Ariporo, Tame, Tame Norte, Río Cobugon, San Bernardo de Bata – Chucarima, San Bernardo de Bata – Toledo, Q. La Regadera.

La Tabla 15 muestra un resumen de paleocorrientes tomadas en la Formación Mirador, donde se presenta el promedio de medidas realizadas, tipo, área fuente y algunas observaciones en cuanto a dispersión. Los diagramas rosas del Anexo 2 muestran la representación gráfica de las paleocorrientes medidas para esta formación en cada una de las secciones estudiadas.

UNIDAD	DIRECCIÓN PALEOCORRIENTES PROMEDIO	TIPO	ÁREA FUENTE	OBSERVACIONES
MIRADOR	80° - 224°	Unimodal base Bimodal techo	Cordillera Oriental	Dispersión entre 70° y 290° bloque colgante de la Falla de Guaicáramo
	60°-120°	Unimodal base Bimodal techo	Cordillera Oriental	Dispersión entre 60° y 130° bloque colgante de la Falla de Tierra negra

Tabla 15. Direcciones de Paleocorrientes promedio, y área fuente para la Formación Mirador.

Medidas de paleocorrientes fueron tomadas sólo en tres localidades de la Formación Mirador, dos de las cuales indican en promedio, una dirección preferencial muy marcada de

transporte de material hacia el NE. Estas son las secciones de Villavicencio y Guaicáramo Norte. La sección Guicáramo tiene una dirección principal promedio hacia el NW.

En general las direcciones principales resultantes del transporte de materiales que conforman la Formación Mirador, es igual a la dirección del transporte tectónico y vergencia de las principales fallas de cabalgamientos correspondientes a las fallas de Guaicáramo y Tierra negra.

La paleopendiente regional calculada a partir de la inclinación de los sets de estratificación cruzada en artesa y planar se registra en la Tabla 16 se muestran los resultados de las paleopendientes calculadas a partir de las correcciones de inclinación de la laminación cruzada y de la distribución regional de facies.

Con base en las paleopendientes corregidas y las direcciones resultantes podemos ver una divergencia de los ejes de las Subcuencas en las cuales se depositaron estas facies.

El resultado unidireccional de la paleopendiente regional y la asociación de facies permite concluir para el Valle Medio del Magdalena al sur con facies conglomeráticas de abanicos aluviales y al norte con facies arenosas de ríos trenzados y anastomosados que estos se desarrollaron en un valle de incisión con áreas de aporte cercanas y de un relieve más marcado al sur que al norte.

En la cordillera Oriental al sur se depositaron conglomerados productos de abanicos aluviales de corta extensión entretanto al norte las facies más homogéneas arenas fluviales de corrientes anastomosadas al sur y trenzadas al norte nos muestran que se desarrolló en un valle de incisión cuyas áreas de aporte eran relieves moderados hacia el norte.

En el Piedemonte llanero las secciones solo se registraron en un flanco W de la cuenca de los llanos el flanco E no aflora; de esto se puede plantear que las asociaciones faciales de arenitas fluviales su distribución y extensión se depositaron en una cuenca epicontinental amplia con áreas de aporte de relieve moderado pero el flanco E más tendido que el W.

3.2.2 Dispositivos sedimentarios y Modelo de Cuenca

Como resultado de la integración de las medidas de paleocorrientes del apartado anterior se ha obtenido una distribución específica de los dispositivos sedimentarios, procedencia de los sedimentos y los ejes de las Subcuencas. Todos estos elementos se combinan para dar lugar a un nuevo modelo de cuenca para del Eoceno superior de Colombia.

Valle del Magalena			
MIEMBRO	PALEOPENDIENTE		SENTIDO
	Grados	%	
Eoceno Superior inf	0,007	0,016	NS
Eoceno Superior sup	0,006	0,014	NS
Cordillera Oriental - Catatumbo			
MIEMBRO	PALEOPENDIENTE		SENTIDO
	Grados	%	
Eoceno Superior inf	0,006	0,014	N15E
Eoceno Superior sup	0,005	0,012	N15E
Piedemonte			
MIEMBRO	PALEOPENDIENTE		SENTIDO
	Grados	%	
Eoceno Superior inf	0,006	0,014	N30E
Eoceno Superior sup	0,006	0,013	N30E

Tabla 16.. Paleopendientes corregidas.

Las sedimentitas son depositadas en una serie de Subcuencas independientes, las cuales se encuentran separadas entre sí por altos estructurales. Estos umbrales estarían producidos por la acción de antiguas fallas que sufrieron procesos de inversión por efecto de la tectónica compresiva. La geometría de estas zonas topográficamente elevadas se habría generado bajo un régimen transpresivo, dando lugar a una configuración de Subcuencas alargadas (Figura. 35).

Así, el resultado de la inversión son una serie de Subcuencas a largadas tipo valle de incisión que desarrollan facies concomitantes con la deformación, las cuales son intensamente controladas por la distancia al área fuente y a la geometría de la cuenca. La cuenca de Valle del Magdalena, en la parte S y W, desarrolló abanicos aluviales conglomeráticas (Fms. Chicoral, Hoyon y San Juan de Rio Seco), controlados por la geometría asimétrica de la cuenca y la proximidad del área fuente. En cambio, al N del Valle Medio del Magdalena se desarrollaron llanuras aluviales con ríos meandriformes y anastomozados (Fms. La Paz y Esmeraldas)

En la cuenca intramontana de la Cordillera oriental se desarrollaron condiciones similares a las del Valle del Magdalena. Al Sur se generan los abanicos aluviales de conglomerados (Fm. Chicoral) y al Norte las facies fluviales arenosas (Fms. Cacho y Picacho). Mientras que en el área de los llanos se depositaron arenas conglomeráticas en llanuras fluviales de la formación Mirador...

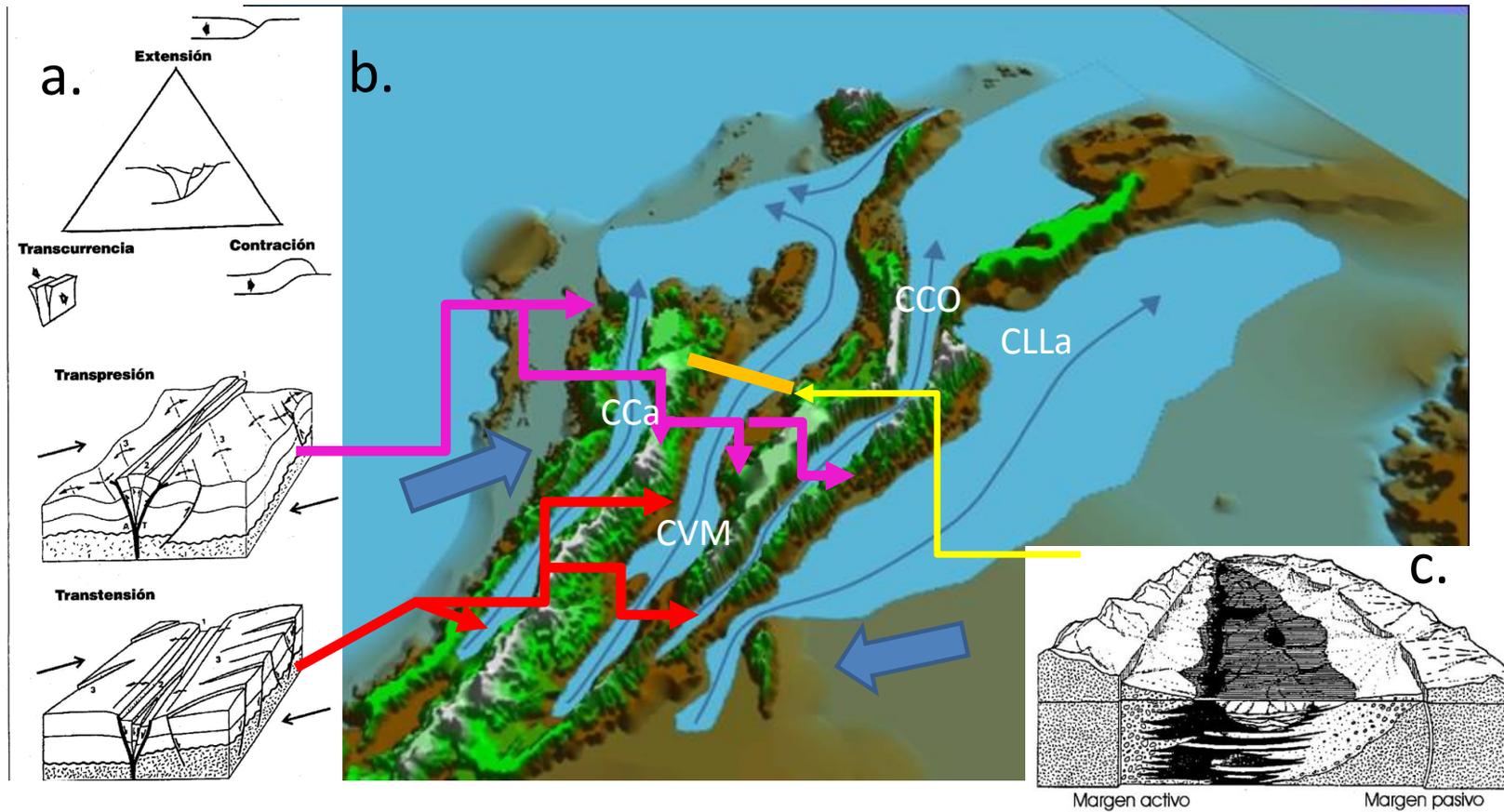


Figura. 35 A. Ambientes transcurrentes arriba Diagrama triangular arriba relación triangular entre extensión, contracción y transcurrencia; abajo bloques diagramas que exhiben ambientes característicos de transpresión y transtensión debido a transcurrencia dextrales. Blick y Biddle 1985. B. Subcuencas del Eoceno superior señaladas con las flechas rojas, CCa Cauca, CVM Valle del Magdalena, CCO Cordillera Oriental, CLL Llanos Orientales depocentros en azul oscuro; con las flechas fucsia señalan las áreas emergidas. C. Arquitectura del relleno de las Subcuencas de valles de incisión, se observa la asimetría de la cuenca el flanco cercano al margen activo es más vertical e de menos extensión que el del margen pasivo, se ve la localización del corte ejemplo.

En resumen, la evolución de los ambientes sedimentarios del Eoceno superior está representado por sedimentos continentales depositados en Subcuencas constituidas por valles de incisión. Los sedimentos aluviales y fluviales fueron depositados en un medio de llanuras aluviales, ríos trezados y anastomozados en la parte inferior del registro sedimentario. Hacia la parte media de la sucesión sedimentaria predominan facies finas depositadas en llanuras de inundación localmente lacustres, y hacia la parte superior vuelven a predominar las facies arenosas ambientes fluviales más maduros ríos meandricos a anastomosados, con variaciones muy marcadas en espesor y ámbito de depositación que representa depósitos en ámbito tectónico de valle de incisión, cuyas áreas de aporte están ubicadas al E del Escudo de Guyana, la parte central la Cordillera Oriental y al W la Cordillera Central.

Los depósitos son concomitantes con la deformación tectónica, este proceso se desarrolló en los diferentes frentes de cabalgamiento de las Subcuencas: Cordillera Oriental; Valle del Magdalena y Piedemonte, con la deformación estructural desarrollan discordancias progresivas en los frentes de cabalgamientos activos en un marco regional de “piggy back”.

3.3 Palinología y Cronoestratigrafía.

Los estudios palinológicos en que se basa este capítulo fueron realizados por varios autores entre 1968 y 2009. Posteriormente, entre los años 2007 – 2010 la Dra. Núria Solé de Porta, Profesora Titular a la Universidad de Barcelona, elaboró varias determinaciones palinológicas que se detallan en el volumen de anexos y se resumen a continuación.

En resumen, las determinaciones bioestratigráficas permitieron establecer que las unidades litoestratigráficas estudiadas tienen una edad de Eoceno superior, permitiendo amarrar la información para las correlaciones.

Los principales géneros encontrados son *Cicatricosisporites dorogensis* y *Verrucatosporites usmensis*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Psilatrilletes sp*, *Retitriletes sp*, *Verrucatotrilletes*, *Verrucatosporites sp*. *Echimorphomonocolpites gracilis* (Gonzalez, 1967). *Jandufouria seamnogiformis* (Germeraad et al., 1968). *Monoporopollenites annulatus* (Van der Hammen, 1954), (Jaramillo y Dilcher, (2001),). *Retitriporites sp*, *Verrutricolpites sp*, *Verrutricolporites*, los cuales nos permiten asegurar la edad de Eoceno superior; la mezcla con especies como *Spinizonocolpites cf. baculatus* (Germeraad et al., 1968), *Corsinipollenites cf. psilatus* (Jaramillo y Dilcher, (2001),) cuya edad esta entre Paleoceno superior y Eoceno se interpreta por retrabajamiento.

Las esporas marcadoras que se encontraron son *Cyclusphaera scabrata*. Este mismo ejemplar está reportado en Jaramillo y Dilcher (2001) en La Quebrada La Piñalerita en el Piedemonte Llanero, en la Quebrada Regadera en el Catatumbo y en la Quebrada Uribe en el Valle Medio del Magdalena; también el Pardo (2004) en el Valle Medio del Magdalena. Jaramillo et al. (2007) en el área del cerrejón; como un marcador del Eoceno medio a superior también muestran un hiato entre el Paleoceno y el Eoceno superior en estas mismas localidades.

En Cardona y Gutiérrez (1995) se reportan *Cicatricosisporitesdorogenis*, *Foveomonoletes* "eocenicus", polen *Pseudostephanocolpites perfectus*, *Psilastephanocolpites verrucosus*, *Echiperipolites estelae*, *Mauritiidesfranciscoi* var. *Pachyexinatus*, los cuales determinan Eoceno tardío en la Quebrada el Almorzadero en el Piedemonte Llanero.

Pardo y Roche (2009), muestra que en los depósitos del Eoceno (Formaciones Picacho, La Paz y Misoa) nuevas de esporas y polen como: *Striatopollis catatumbus*, *Spirosyncolpites spiralis*, *Foveotriporites*, *Hammenii*, *Monoporopollenitesannulatus*, *Cricotriporites guianensis*, *Cyclusphaera scabrata*, *Tetracolporopollenites transversalis*, *Retitescolpites irregularis*, son dominantes con algunos depósitos lacustres ricos en *Pediastrum*. Depositados en ambientes fluviales con alta influencia lacustre y la mezcla de restos de hongos (esporas e hifas), con respecto a las sucesiones del paleoceno, incremento de palinomorfos reelaborados del Cretáceo tardío puede ser relacionado con actividad tectónica; además concluyen que las zonas generales Paleoceno Eoceno de Germeraad et al. (1968) pueden ser identificadas en las secciones colombianas. Sin embargo, la extensión regional del intervalo estéril que separa estas dos sucesiones se reconoce en las secciones del VMM, Cordillera Oriental y Piedemonte Llanero.

3.3.1 Evolución Crono estratigráfica

Con el fin de presentar el contexto espacio-temporal de la sucesión del Eoceno superior en la Figura. 37 Figura. 38 y Figura. 39 se muestra la evolución de las unidades litoestratigráficas en las diferentes Subcuencas entre el Cretácico superior y el Mioceno.

La Figura. 37 muestra la correlación cronoestratigráfica, a lo largo de una sección longitudinal SW-NE, de las Subcuencas del Valle Superior del Magdalena, Cordillera Oriental y Catatumbo con base a las determinaciones palinológicas. El rango de dispersión de las distintas formas de polen y esporas y su grado de retrabajamiento, ha permitido apreciar la extensión de la laguna estratigráfica asociada a la discordancia regional del

Eoceno inferior. Así mismo, se corrobora la buena continuidad estratigráfica de las unidades entre las tres Subcuencas desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno, exceptuando la laguna estratigráfica del Eoceno superior Oligoceno inferior que afecta la cuenca del Valle Superior del Magdalena. También se ha podido deducir de los estudios palinológicos la laguna estratigráfica relacionada con la discordancia del Mioceno Basal que afecta a las tres Subcuencas.

Las figuras 38 y 39 ofrecen dos correlaciones crono estratigráficas transversales a los ejes de las Subcuencas. Se distinguen las mismas lagunas estratigráficas que en la correlación de la sección longitudinal a lo largo del eje de las Subcuencas (figura 37). No obstante, se ponen de manifiesto los numerosos vacíos de registro sedimentario producido por los umbrales estructurales que separan las diferentes Subcuencas, los cuales fueron deducidos de la cartografía geológica y el estudio de paleocorrientes.

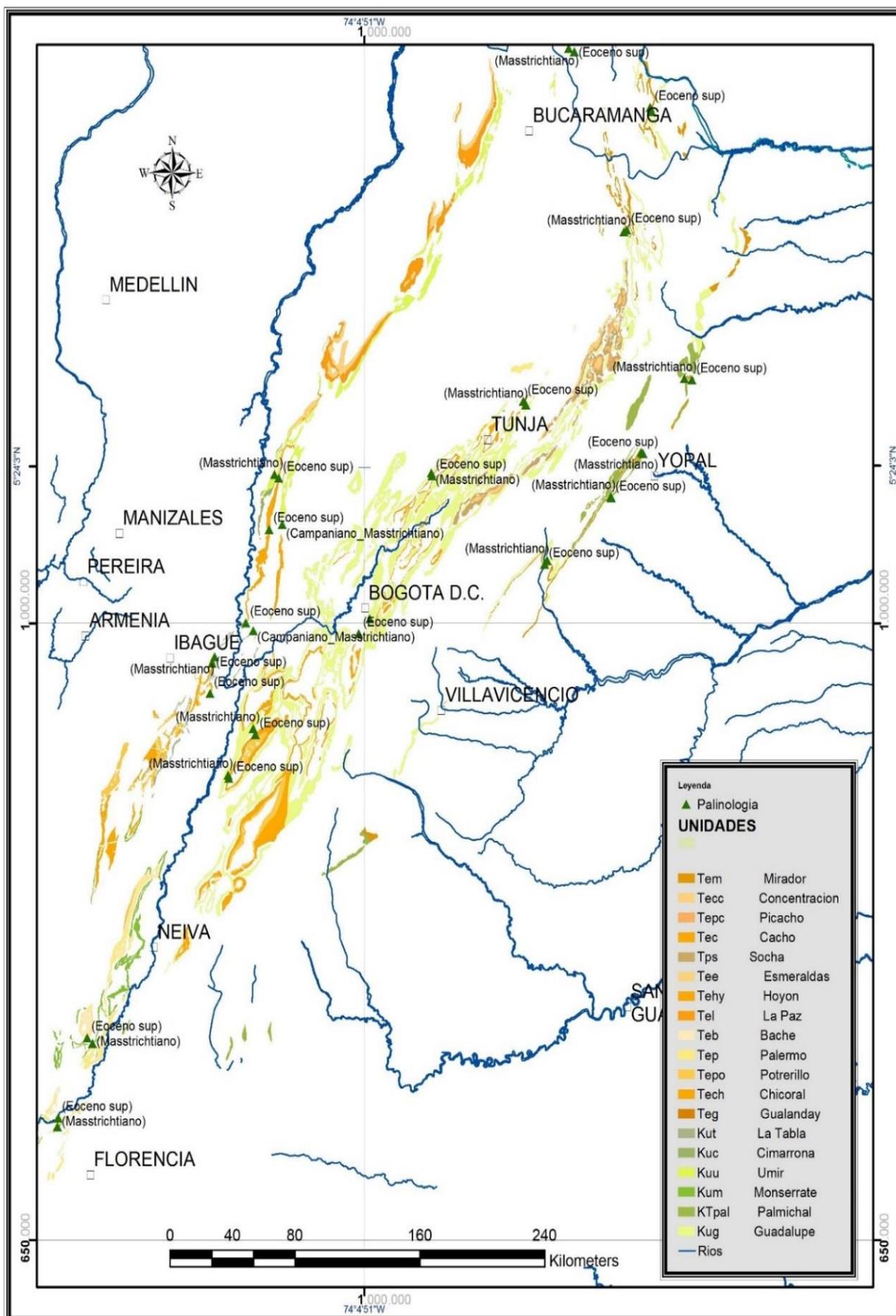


Figura. 36 Estaciones de muestreo para el estudio palinológico de Solé de Porta (2007-2010).

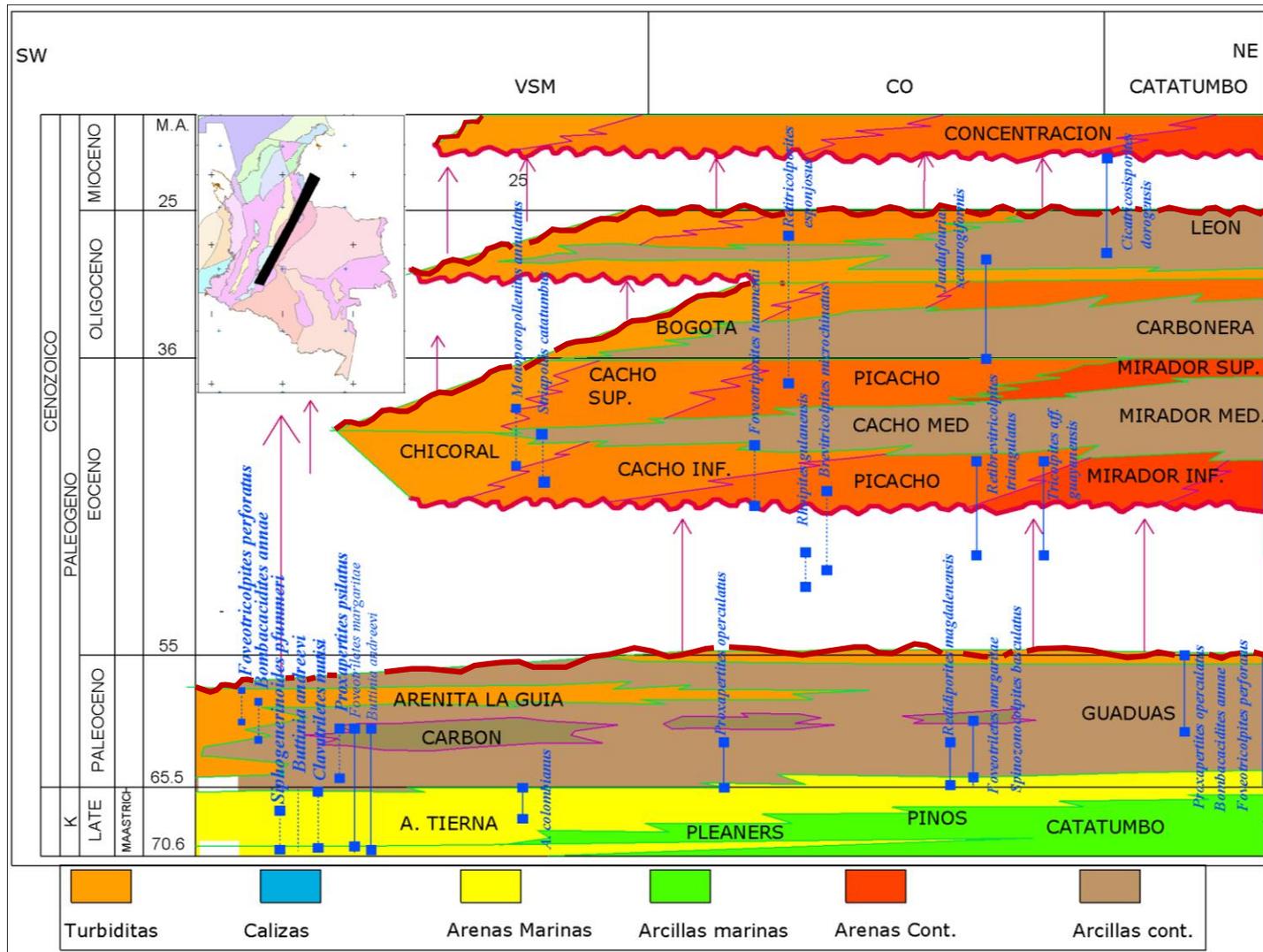


Figura. 37 Panel de correlación cronoestratigráfica de las Subcuencas Valle Superior (VSM), Cordillera Oriental (CO) y Catatumbo entre el Cretácico superior y Mioceno, a lo largo de un corte longitudinal de las Subcuencas SW-NE.

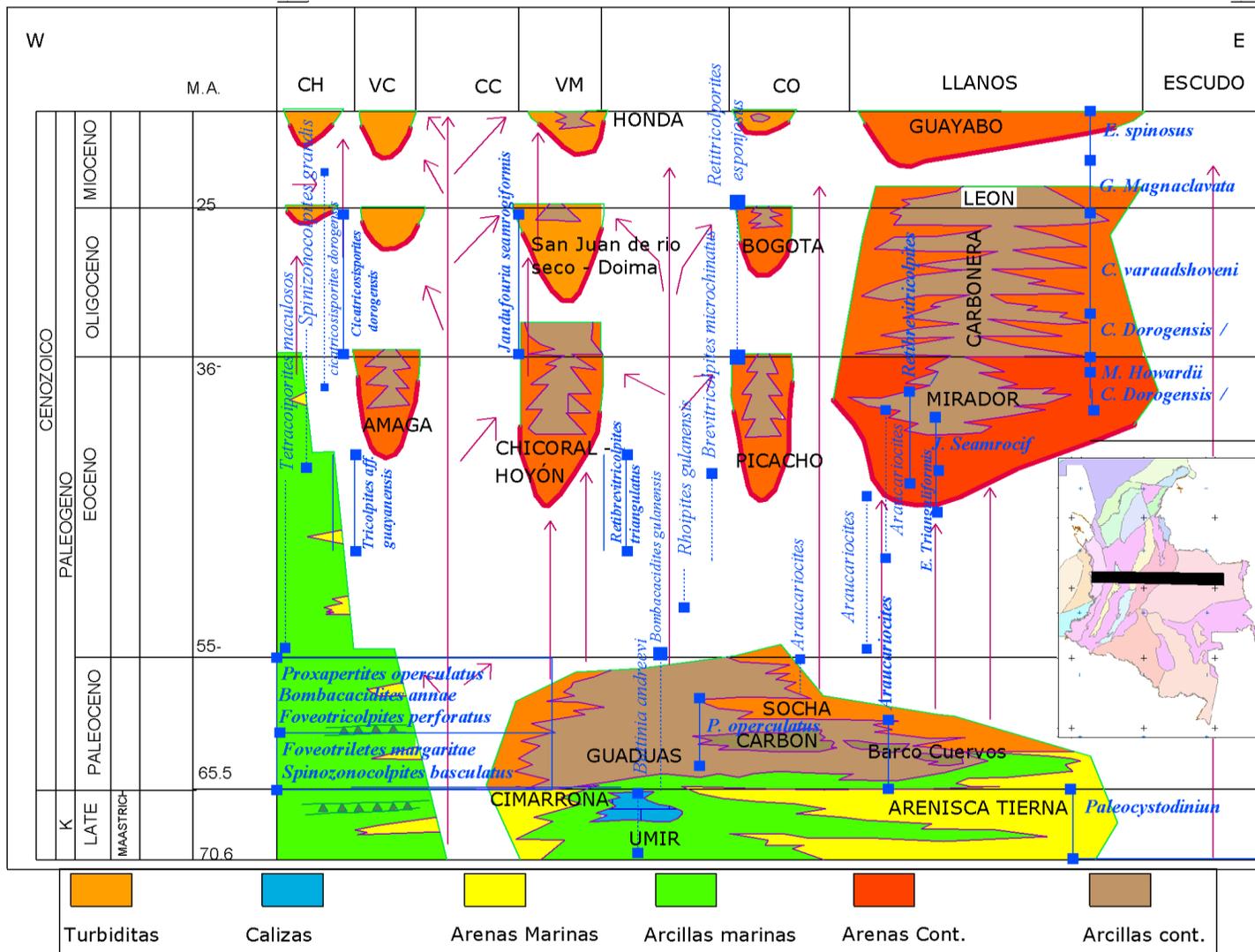


Figura. 38 . Panel de correlación cronoestratigráfica W-E de las Subcuencas Choco(CH),Valle del Cauca(VC), el área emergida Cordillera Central (CC) y las Subcuencas Valle del Magdalena (VM),Cordillera Oriental(CO), Llanos; entre el Cretácico superior y Mioceno.

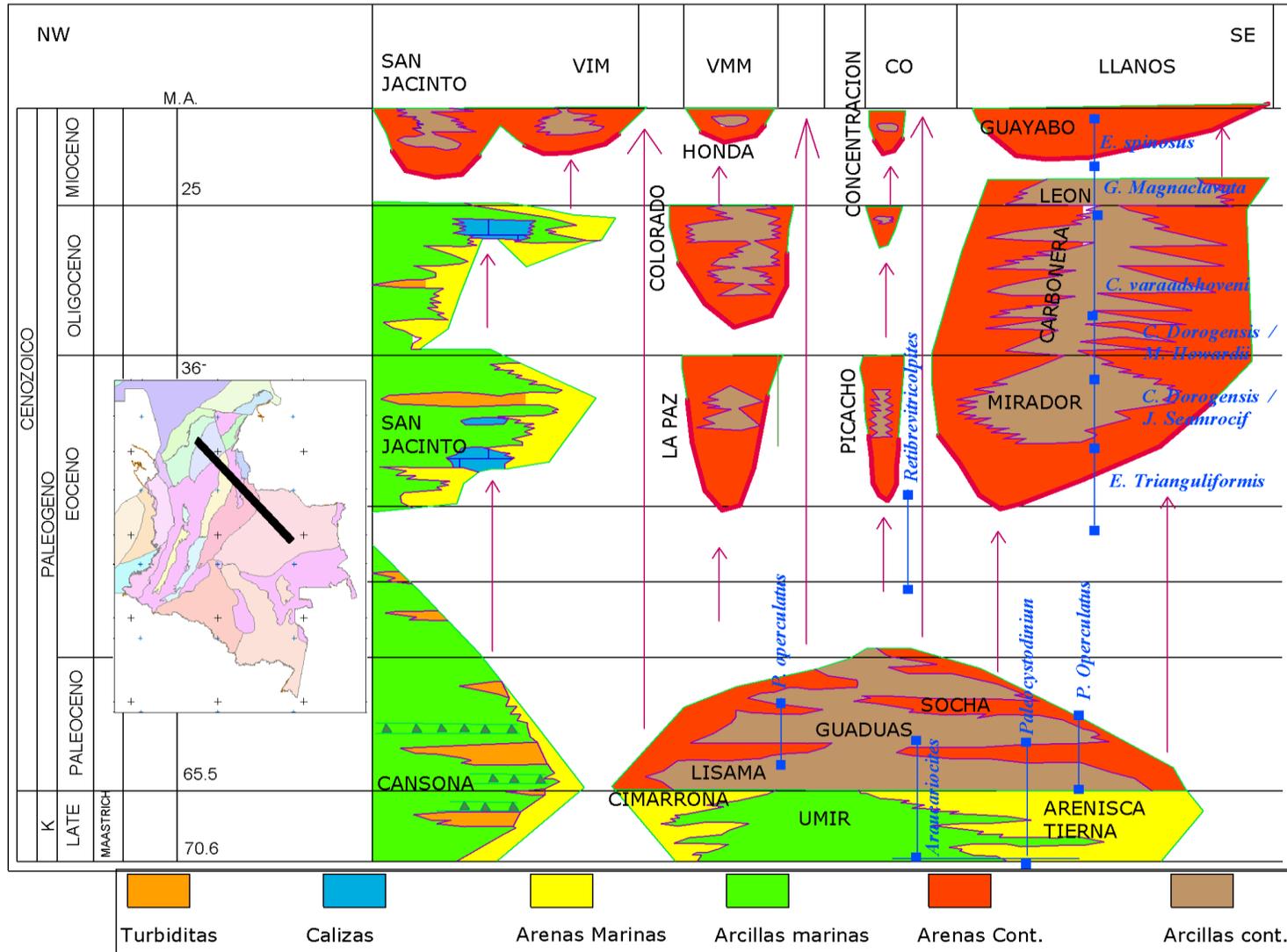


Figura. 39 Panel de correlación cronoestratigráfica NW-SE de las Subcuencas San Jacinto, Valle Inferior (VIM), Valle-Medio (VMM), Cordillera Oriental (CO) y Llanos entre el Cretácico superior y Mioceno.

3.4 (AFTA) Análisis de Fisión Track y Movimientos Verticales

Con el fin de tener un control temporal de los movimientos verticales que sufrieron algunos sectores de la cuenca del Eoceno superior, se tomaron muestras en 15 localidades de las Formaciones Une, Aguardiente, Chipaque, Villeta, Arenisca Tierna, La Tabla, Cimarrona y equivalentes para realizar análisis AFTA en apatitos. Estas etapas de levantamiento y exhumación tectónica de algunos sectores de la cuenca estarían relacionados con la etapa contractiva del Eoceno superior.

3.4.1 Análisis de (AFTA) Huellas de Fisión.

En la Tabla 17 se resumen los eventos de exhumación vertical y sus edades y estos resultados se grafican en la Figura. 40 . Las edades absolutas se refieren a la escala de Gradstein et al. (2004). Agrupando los resultados, se infieren al menos tres eventos de levantamiento tectónico importantes 1) Maastrichtiense superior, 2) Eoceno superior y 3) Mioceno superior.

El evento del Eoceno superior está marcado por la discordancia regional que abarca la laguna estratigráfica del Eoceno inferior y que se extiende por todo el norte de Sur América. Este levantamiento tuvo una amplia repercusión sobre la sedimentación. La edad de este levantamiento varía de S-N y W-E, siendo más joven hacia el N y el E (Figura. 41).

3.4.2 Movimientos Verticales

En la Cuenca del Valle del Magdalena, la Cuenca de la Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos Orientales, la diferenciación de altura topográfica entre ellas es el producto del movimiento vertical generado por la inversión de la cuenca Cretácica (ver Figura. 42 a) esta acreción se produjo por la Cordillera Occidental en la margen W de la Placa Sur americana y queda registrada en los resultados de Afta y cuya expresión se aprecia en la paleotopografía (ver Figura. 42 b).

Los movimientos verticales generaron, por transtension, una serie de Subcuencas casi paralelas entre ellas, debido a que se desarrollaron grabens paralelos al rumbo de inversión tectónica, dando como resultado las Subcuencas del Valle del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos ver(Figura. 42 c).

La relación *sub-croop* de la discordancia del Eoceno inferior se expone en el mapa de la figura 43. Las isolíneas verdes y moradas indican los límites del grado de erosión pre eoceno superior. Entre isolíneas moradas se dispone el sustrato paleoceno, entre las isolíneas morada y verde está el sustrato campaniano. Al E y W de la isolínea verde el sustrato tiene edad pre-campaniana a pre-cretácica.

LOCALIDAD	MUESTRA	FORMACION	LITOLOGIA	EDAD	RESULTADO ma.
CORRALES	Co_M3_Ku	Une	Arena de grano grueso	Aptiano	59
	Co_M7_Kg	Arenisca Tierna	Arena de grano grueso	Masstrichtiano	30
COCUY	Coc_M2_Ka	Aguardiente	Arena de grano medio	Aptiano	61
	Coc_M1_Kg	Arenisca Tierna	Arena de grano grueso	Masstrichtiano	33
LENGUAZAQUE	Le_M5_Ku	Une	Arena de grano grueso	Aptiano	60
	Le_M3_Kg	Arenisca Tierna	Arena de grano grueso	Masstrichtiano	36
BOGOTA	B_M1_Ku	Une	Arena de grano grueso	Aptiano	55
	B_M2_Kg	Arenisca Tierna	Arena de grano grueso	Masstrichtiano	34
GUADUAS	G_M4_Kv	Villeta inf	Arenisca de grano fino	Aptiano	66
	G_M1_Kc	Cimarrona	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	36
VIANI	V_M3_Kvi	Villeta inferior	Arenisca de grano medio a fino	Aptiano	68
	V_M2_Kvs	Villeta Superior	Arenisca de grano fino	Masstrichtiano	35
PULI	P_M4_Kvi	Villeta inferior	Arenisca de grano fino	Aptiano	66
	P_M1_Kc	La Tabla	Arenisca de grano fino	Masstrichtiano	36
CUNDAY	C_M3_Kc	Caballos	Arena de grano grueso	Aptiano	60
	C_M2_Kg	Arenisca Tierna	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	33
GIRARDOT	G_M4_Kvi	Villeta inferior	Arenisca de grano fino	Cenomaniano Aptiano	66
	G_M1_Kt	La Tabla	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	37
CHICORAL	CH_M3_Kg	Arenisca Tierna	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	34
PRADO	Pr_M1_Kc	Caballos	Arena de grano grueso	Aptiano	62
	Pr_M2_Kg	Arenisca Tierna	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	34
TESALIA	Te_M2_Kc	Caballos	Arena de grano grueso	Aptiano	66
	Te_M4_Km	Monserate	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	37
TARQUI	Ta_M2_Kc	Caballos	Arena de grano grueso	Aptiano	68
	Ta_M1_Km	Monserate	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	37
CUCUTA	Cu_M2_Ka	Aguardiente	Arena de grano medio	Aptiano	60
	Cu_M1_Kcm	Colon MitoJuan	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	33
TOLEDO	To_M3_Ka	Aguardiente	Arena de grano fino	Aptiano	60
	To_M4_Kca	Catatumbo	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	33
PAUTO	Pa_M2_Ku	Une	Arenisca conglomerática	Aptiano	63
	Pa_M4_KTp	Palmichal	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	36
EL MORRO	Mo_M1_Ku	Une	Arenisca conglomerática	Aptiano	65
	Mo_M5_Kg	Guadalupe	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	34
MONTERRALO	Mn_M2_Ku	Une	Arenisca conglomerática	Aptiano	64
	Mn_M1_Kg	Guadalupe	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	33
TIERRANEGRA	Tn_M1_Ku	Une	Arenisca conglomerática	Aptiano	65
	Tn_M2_Kg	Guadalupe	Arenisca conglomerática	Masstrichtiano	32

Tabla 17. Resultados de análisis de AFTA. La última columna de la derecha muestra los resultados las edades del levantamiento sufrido por las diferentes áreas.

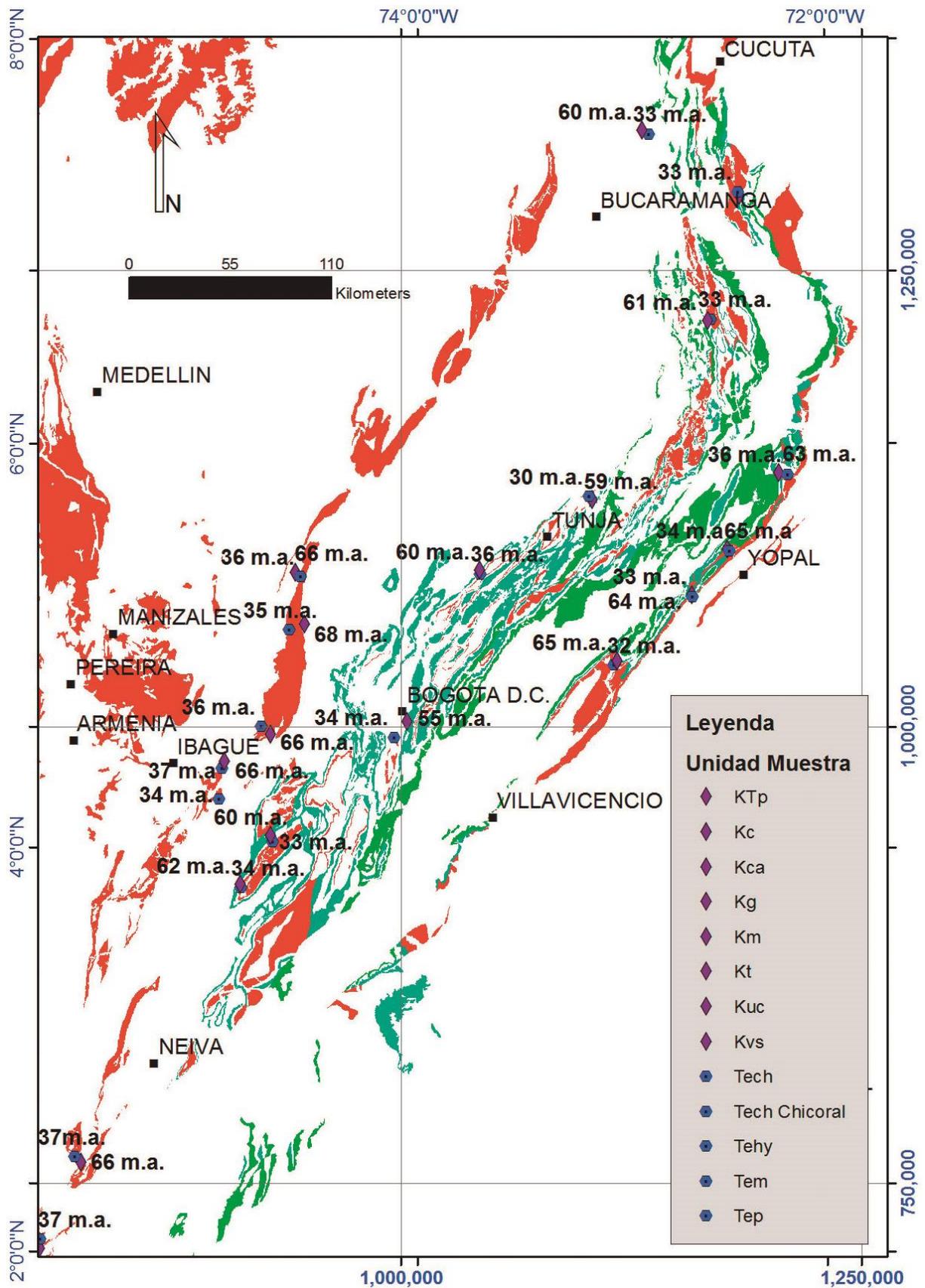


Figura. 40 Mapa de localización y resultados de los análisis de AFTA (millones de años); los afloramientos del K están en verde oscuro K medio, verde claro K superior, color naranja T Eoceno.

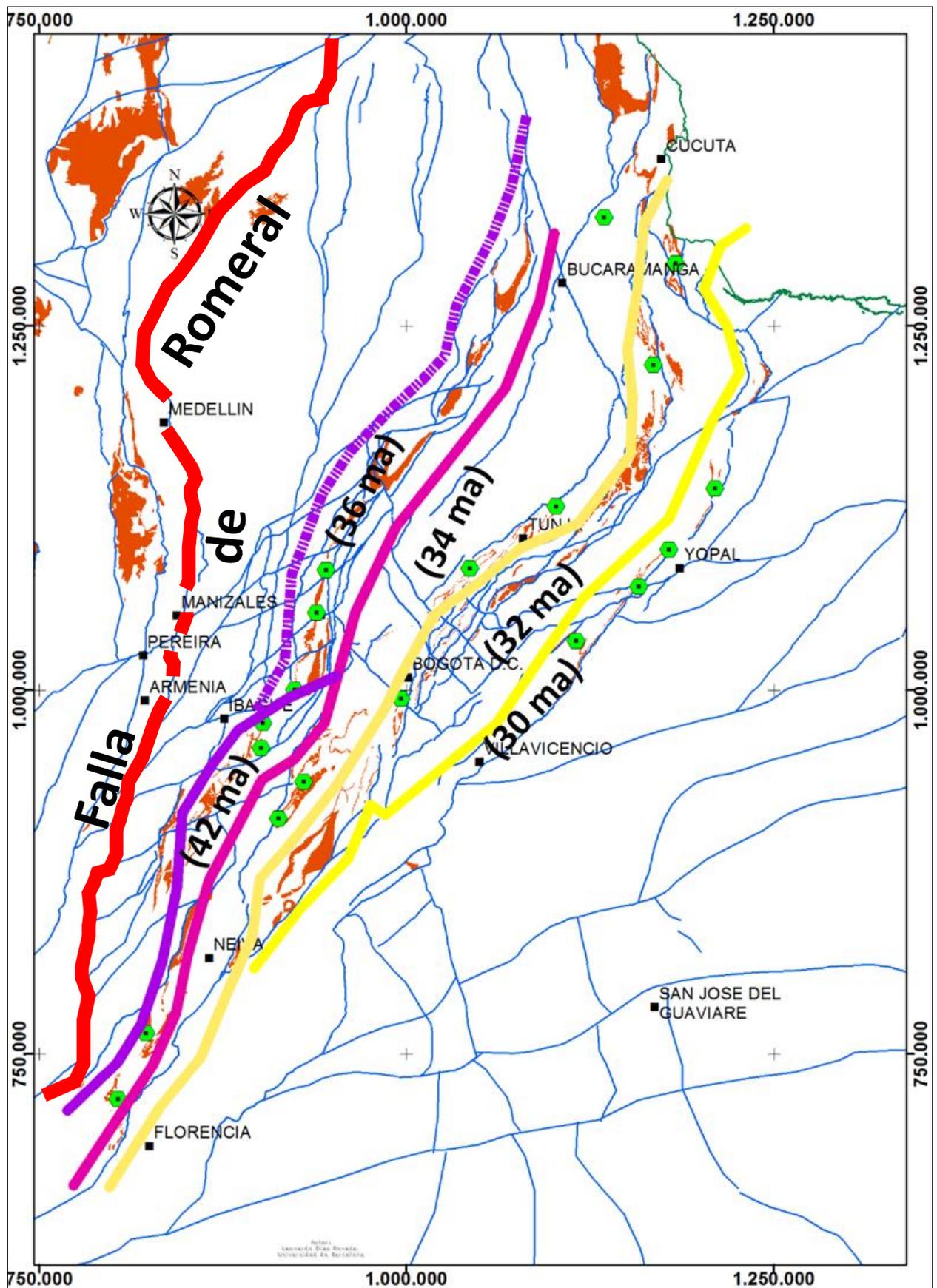


Figura. 41 Resultado AFTA área de trabajo, se aprecia una serie de líneas isócronas mostrando el levantamiento más antiguo al W, relacionado con la proximidad de la paleo sutura de Romeral.

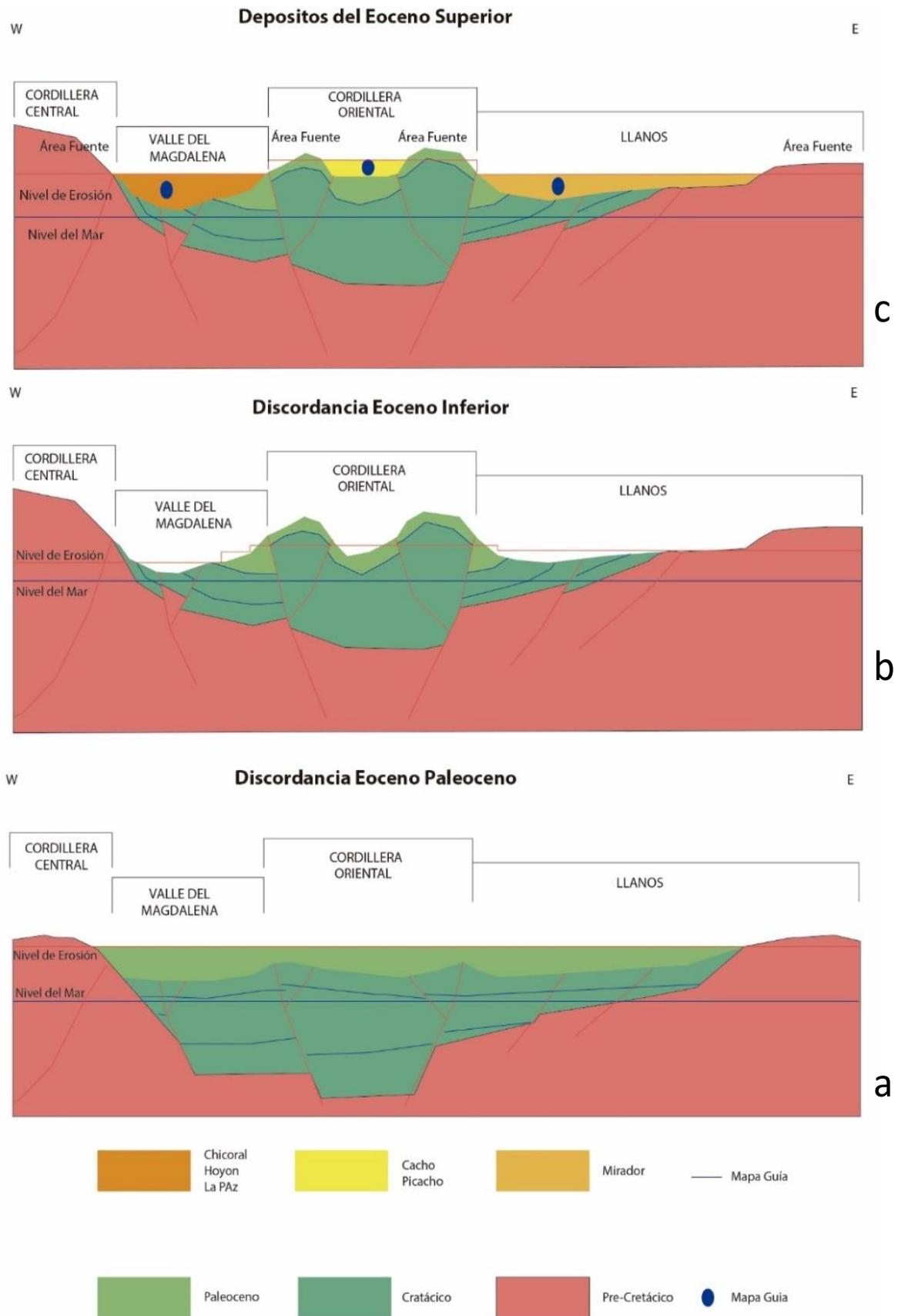


Figura. 42 *Etapas de evolución de la cretácico-eocena superior. (a): Cretácico – Paleoceno. (b) Levantamiento y erosión durante el Eoceno inferior. (c) Sedimentación del Eoceno superior en los surcos de las Subcuencas creadas; Corte localizado en la Figura. 43 .*

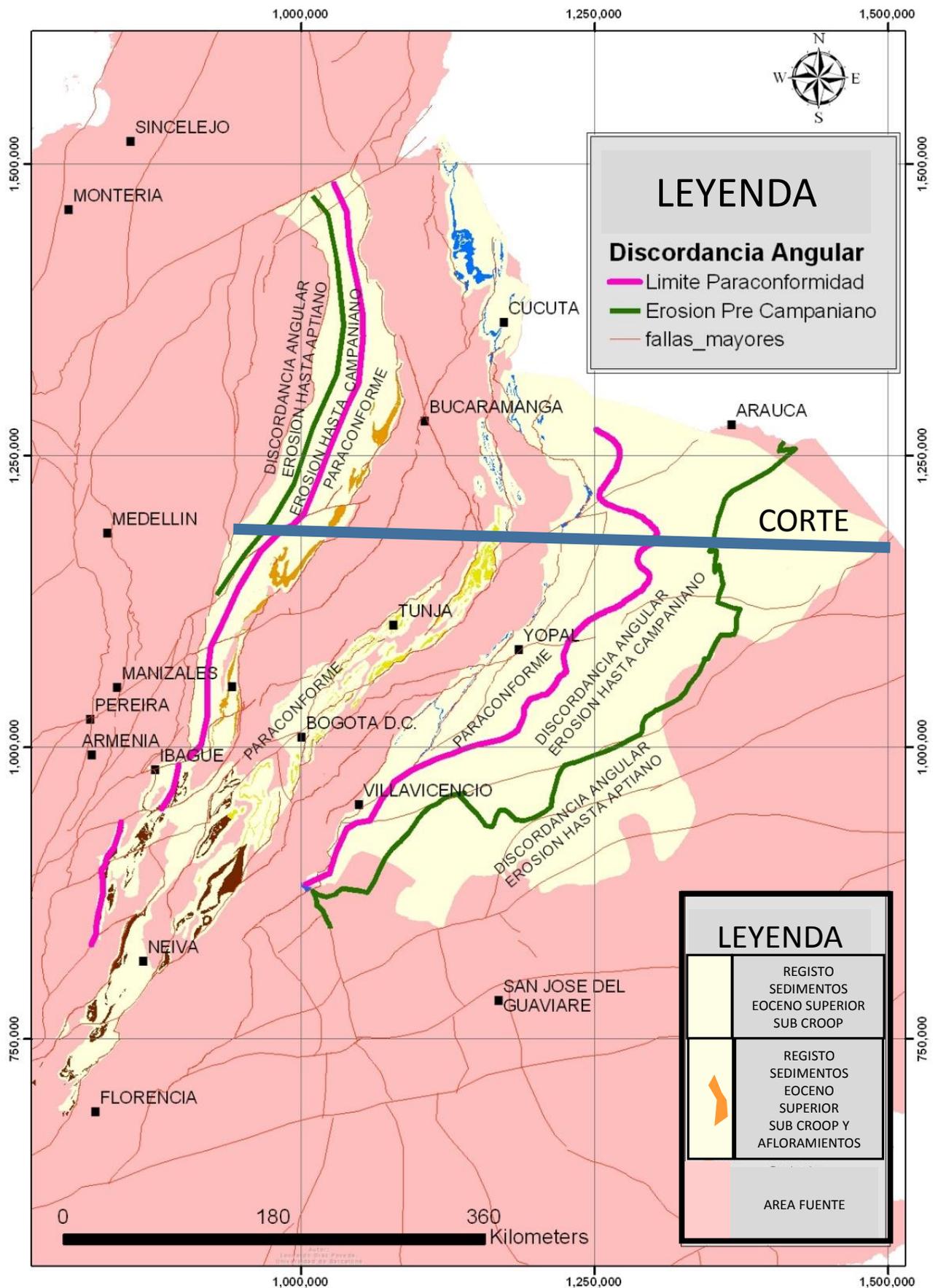


Figura. 43 Mapa de la Relación Sub Crep de la Discordancia del Eoceno y localización del corte de la fig 42.

3.5 Evolución de la subsidencia y del espacio de acomodación

La cuenca eocena superior de Colombia obedece a un mecanismo de subsidencia por carga y flexión desde el Eoceno inferior, debido a la inversión de las Cordilleras Central y Oriental. Para el cálculo de las curvas de subsidencia se utilizaron seis secciones estratigráficas levantadas sobre el terreno: Santiago Pérez (1), Valle Medio del Magdalena (2), Villeta (3), Cordillera Oriental (4), Quetame (5) y Cocuy Norte (6) y tres sondeos petrolíferos: Cupiagua (7), Rancho Quemado (8) y SV-8 (9). La ubicación de todos ellos se halla señalada en el mapa de la Figura. 44 .

3.5.1 Cálculo de la subsidencia total

Las unidades consideradas y los intervalos temporales se resumen en la Tabla 18. Las curvas de subsidencia se construyeron a partir de la base del Kimmeridgiense (160 Ma) hasta el final del Cretácico (65,5 Ma) y para esta etapa las unidades corresponden a las definidos por Etayo et al. (2011). Con respecto a las unidades terciarias y cuaternarias se tomaron los datos de la bibliografía regional, especialmente de Porta (1974) y Cáceres et al., (2012).

La tabla del tiempo geológico utilizada para tomar las edades numéricas es la GTS 2012 de Grastein et al. (2012). Para simplificar el proceso de descompactación litológica y backstripping, cada unidad fue representada por los porcentajes correspondientes de tres litologías: calizas, areniscas y lutitas.

En las secciones y pozos, la litología simplificada se calcula proporcionalmente con respecto al espesor de la formación o Grupo considerado (Tabla 18). Los diagramas de historia del enterramiento se obtuvieron usando el software de cálculos de subsidencia de Waltham (2001). La variación en el espesor de las unidades sedimentarias fue calculada secuencialmente mediante la eliminación de las capas suprayacentes y de descompactando cada capa, (*back stripping*).

La descompactación se calculó utilizando la ecuación exponencial de variación de la porosidad con la profundidad para la litología específica de cada capa. La porosidad inicial (Φ_0) y el factor de compactación (c) utilizados para la descompactación se tomó de los valores propuestos por Sclater y Christie (1980) y Schmoker and Halley (1982), que se promediaron de forma proporcional con respecto a la composición litológica de cada unidad. De este modo se obtuvo una curva acumulativa de Subsidencia Total para cada sección.

3.5.2 Análisis e interpretación de las curvas de subsidencia.

La tendencia que muestra la geometría de las curvas de Subsidencia Total calculada obedece a tres grandes patrones. El primer grupo está formado por (6) Cocuy Norte, (7) Cupiagua, (8) Rancho Quemado y (9) Rancho Quemado que corresponden al área más Oriental de la zona estudiada, Cuenca de los Llanos. El patrón que presentan consiste en dos formas de curva combinada de tipo cóncavo/convexo-rectilíneo. El tramo cóncavo está comprendido entre 160 + 40 Ma y el convexo-rectilíneo entre 40-0 Ma. Entre las curvas de este grupo el punto de inflexión entre el tramo cóncavo y el convexo rectilíneo se sitúa aproximadamente entorno al punto alrededor a 40 Ma.

El segundo grupo lo integran las curvas (3) Villeta (4) Cordillera Oriental y (5) Quetame que se sitúan sobre el orógeno, de la Cordillera Oriental. El patrón que definen estas tres curvas claramente convexo.

Finalmente el tercer grupo está formado por las curvas (1) Santiago Pérez (2) Valle Medio del Magdalena, respectivamente situadas en el margen W del orógeno estas curvas presentan un patrón marcadamente escalonado de tramos de subsidencia total rápida alternando con tramos de subsidencia total desacelerada.

Sin embargo, a pesar de tener diferencias de forma entre los tres conjuntos de curvas de Subsidencia Total que se han diferenciado, se pueden observar los siguientes rasgos comunes a todas las curvas durante la etapa Jurásico – Paleoceno medio (160 – 60 Ma):

- 1) Un tramo de subsidencia rápida entre 160-125Ma correspondiendo a la etapa Jurásico superior – Aptiense inferior.
- 2) Tramo de subsidencia desacelerada entre 125-60Ma que corresponde al intervalo de tiempo Aptiense superior – Paleoceno medio.

La interpretación geodinámica de la subsidencia durante la etapa Jurásico inferior – Paleoceno medio (160-60 Ma,) se hace con base al modelo extensión litosférica propuesto por Mc Kenzie (1978). Las etapas de subsidencia rápida corresponden a las fases de extensión sinrift, mientras que las etapas de desaceleración de la subsidencia representan fases post-extensivas de relajamiento térmico por enfriamiento de la litosfera.

Así pues, la etapa Jurásico inferior – Paleoceno medio presenta fases: la primera sería extensiva, con subsidencia rápida entre 160 – 125 Ma, que correspondería al intervalo Jurásico superior – Aptiense inferior (160-125 Ma). La segunda, con subsidencia

desacelerada, reflejaría una fase de subsidencia post-extensiva por relajamiento térmico, que comprendería el intervalo Aptiense inferior – Paleoceno medio (125-60 Ma).

Estas dos fases, que están presentes en todas las curvas calculadas, reflejan la evolución geodinámica común del basamento Jurásico superior – Paleoceno medio de la cuenca del Eoceno inferior de Colombia.

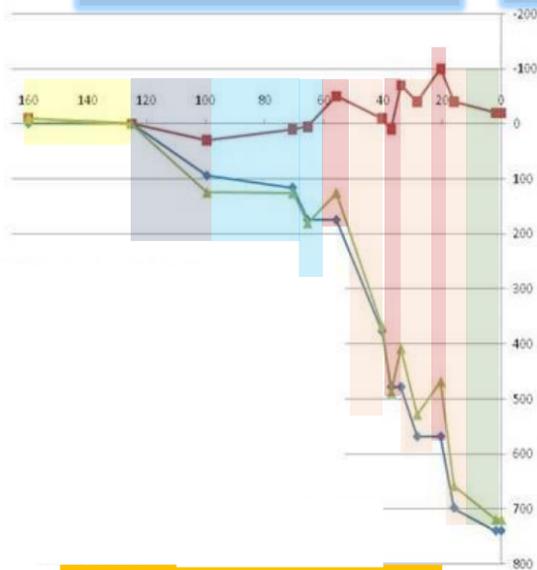
Las curvas de geometría cóncavo/convexa-rectilínea se sitúan en el margen Occidental de la cuenca de los Llanos con la Cordillera Oriental. El punto de inflexión entre los tramos cóncavos y convexos, situado aproximadamente a los 40 Ma, nos estaría indicando el emplazamiento de la carga crítica e inicio de la flexión litosférica de la cuenca de antepaís (los Llanos). A partir de este punto la curva toma la típica forma convexa de la subsidencia de las Subcuencas de ante país (Angevine et al., 1981), como en Cocuy Norte y Cupiagua, o con una tendencia más rectilínea, en el caso de Rancho Quemado y SV-8.

Las curvas (1) Santiago Pérez (2) Valle Medio del Magdalena, también reflejan el efecto de flexión litosférica relacionada con el emplazamiento del sistema de cabalgamientos de vergencia hacia el W de la Cordillera Oriental y de vergencia al E de la Cordillera Central. En este caso, el emplazamiento de la carga crítica por flexión se produjo en torno a los 50 Ma. Esto puede ser ratificado por los resultados de AFTA (ver apartado 3.4). El escalonamiento que presenta el sector de la curva entre 50 – 0 Ma, probablemente estaría relacionado con los distintos pulsos de emplazamientos y apilamientos de los sistemas de Cabalgamientos Figura. 48 .

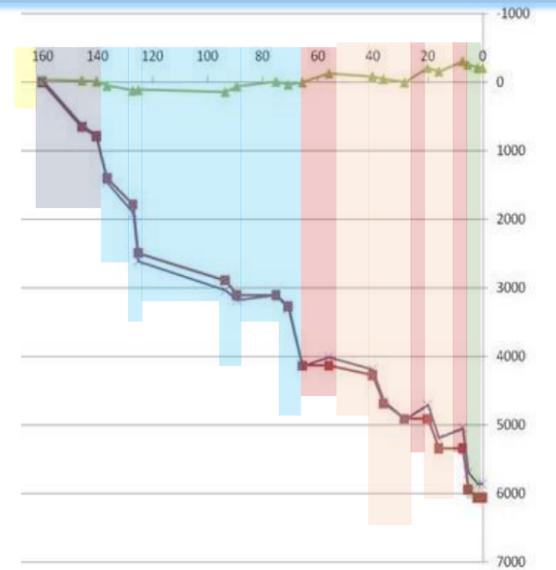
Las curvas (3) Villeta (4) Cordillera Oriental y (5) Quetame están situadas en la Cordillera Oriental, donde para el intervalo entre 60-0Ma prácticamente no se generó espacio disponible y únicamente se formaron unas pequeñas Subcuencas intramontanas (*piggy back*) localizadas.

Figura. 44 *Diagramas de subsidencia total explicación en el texto.*

1. SANTIAGO PEREZ.



2. VALLE MEDIO DEL MAGDALENA.



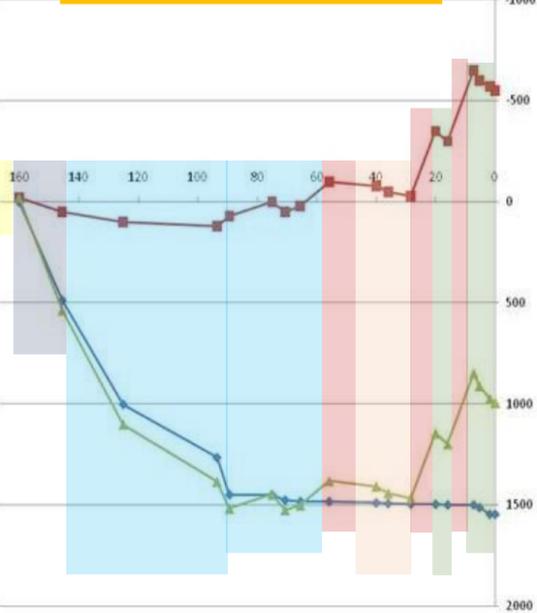
6. COCUIY NORTE.



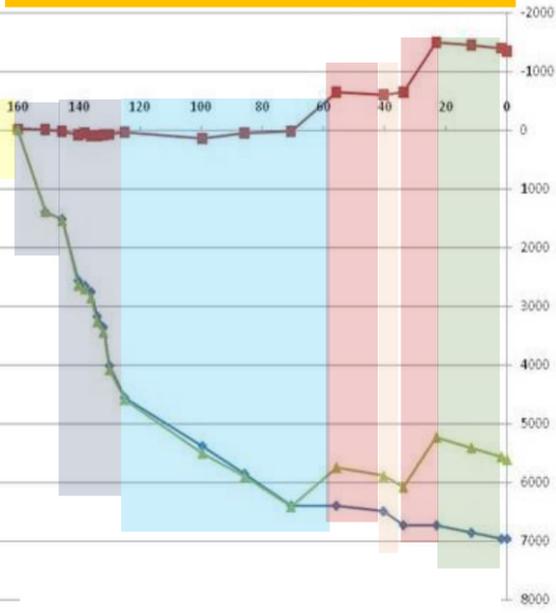
7. CUIPIAGUA



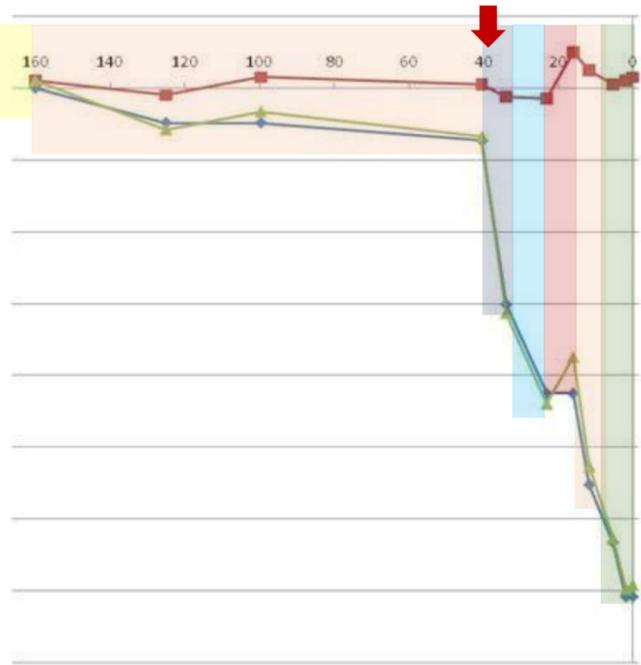
3. VILLETA



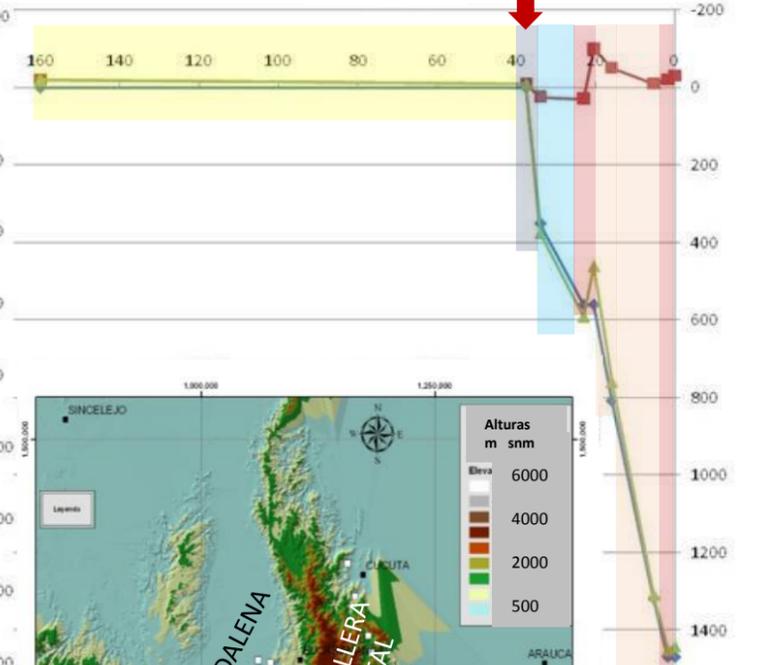
4. CORDILLERA ORIENTAL



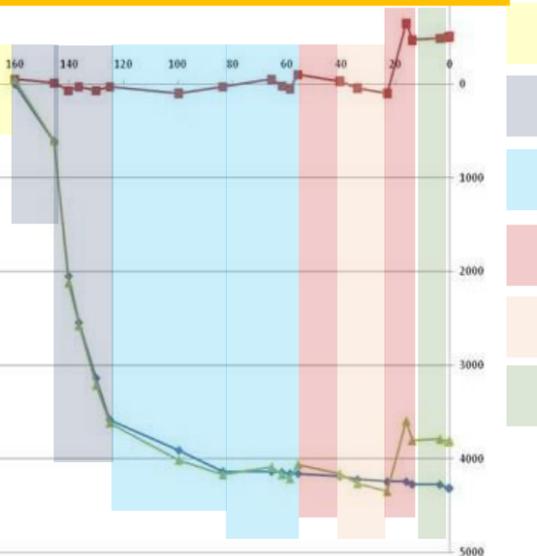
8. RANCHO QUEMADO



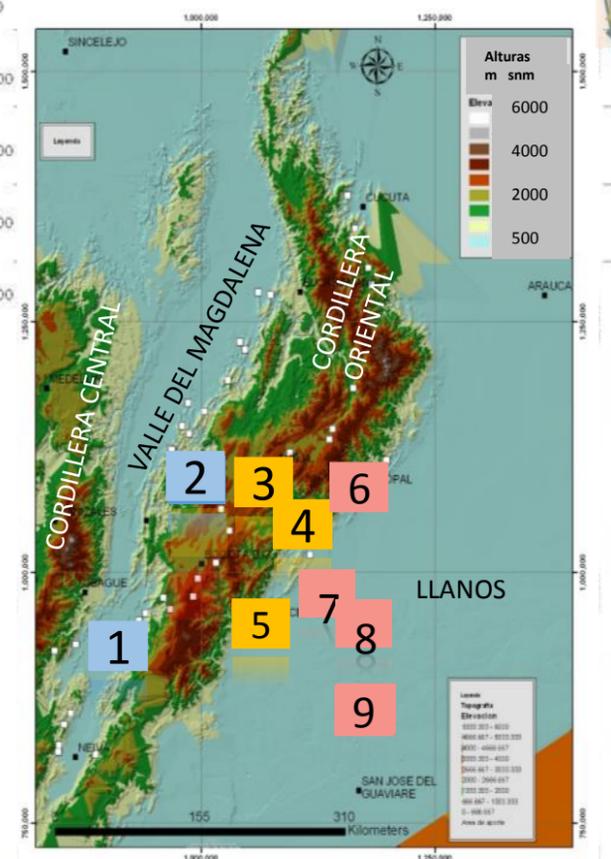
9. SVO



5. QUETAME



- Subsistencia Preextensiva
 - Subsistencia rápida sin-extensiva
 - Subsistencia desacelerada postextensiva
 - Inversión
 - Subsistencia por flexión de la cuenca de fore land
 - Subsistencia local en cuenca intra-montanas
-
- 1 Curvas con patrón Escalonado
 - 4 Curvas con patrón Cóncavo
 - 6 Curvas con patrón Cóncavo/Convexo - rectilíneo
-
- ↓ Emplazamiento de la carga crítica e inicio de la flexión.
 - ◆ Subsistencia Total.
 - Paleo-batimetría + erosión.
 - ▲ Acomodación (Subsistencia Total y Corregida con Paleobatimetría y Erosión)



La acreción entre las placas Pacífica y Suramericana dio lugar a una importante contracción que afectó a los terrenos estratigráficos de edad Pre Paleoceno medio y produjo una significativa inversión, levantamiento y erosión. Dicha inversión es diacrónica geográficamente, siendo más joven al E, en los Llanos Orientales y más antiguas al W, en el Valle Medio del Magdalena. Además, la duración del evento de inversión también varía y se puede diversificar en 2 o 3 pulsos, según se trate de cada uno de los tres sectores del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos, lo cual queda reflejado en las distintas curvas de subsidencia.

3.5.3 Estimación de errores

Muchas suposiciones y aproximaciones deben hacerse para obtener resultados fiables del análisis de Subsidencia en Subcuencas que han sido totalmente invertidas como la nuestra, parcialmente erosionadas y afectados por una probable compleja historia hidrotermal.

La reconstrucción de la geometría de la cuenca muestra que gran parte del relleno de la cuenca se ha erosionado. El espesor y geometrías de la parte erosionada se basan en espesores medidos en las áreas adyacentes. El espesor erosionado asumido en este trabajo se puede considerar una aproximación con un posible error máximo total de $\pm 2,000$ m.

El contenido fósil de los depósitos continentales y de transición marino-continental es muy escaso y hay pocos estudios de tanatocenosis con el fin de plantear retrabajamiento, erosión y/o combinación de estos, por lo que la datación de estas unidades presenta un alto grado de incertidumbre.

Las litologías se determinaron teniendo en cuenta los datos de afloramiento y numerosos datos sedimentológicos recogidos por autores anteriores, como Porta (1974), Etayo et al. (2011).

Para la parte erosionada del registro, las litologías se extrapolaron a partir de datos de campo. La asignación litológica implica errores potenciales en el *backstripping*. Otros errores, como los introducidos por la edad y la asignación de litología, son claramente subordinados en comparación con los asociados a la reconstrucción de la parte erosionada del relleno de la cuenca.

3.5.4 Relaciones Tectónica - Sedimentación

Las unidades litoestratigráficas y su relación espacio temporal actual corresponden básicamente a dos eventos principales: Uno distensivo que va desde el Cretácico hasta el Paleógeno temprano y otro compresivo que se inicia posiblemente en el Eoceno inferior y se extiende hasta la actualidad, con evidencias de ciertos eventos distensivos a lo largo de una etapa dominada por la transpresión a escala regional.

Durante estos dos grandes eventos se han producido también otros ciclos tectono-estratigráficos de menor orden y que se reflejan en los cambios en la sucesión de facies y la deformación. En la Figura. 45 se sintetizan las grandes etapas distensiva y compresiva desde el Cretácico basal hasta el Plioceno y la intensidad de los eventos tectónicos y se correlacionan con la evolución de los ambientes sedimentarios y el sentido de acreción de las facies.

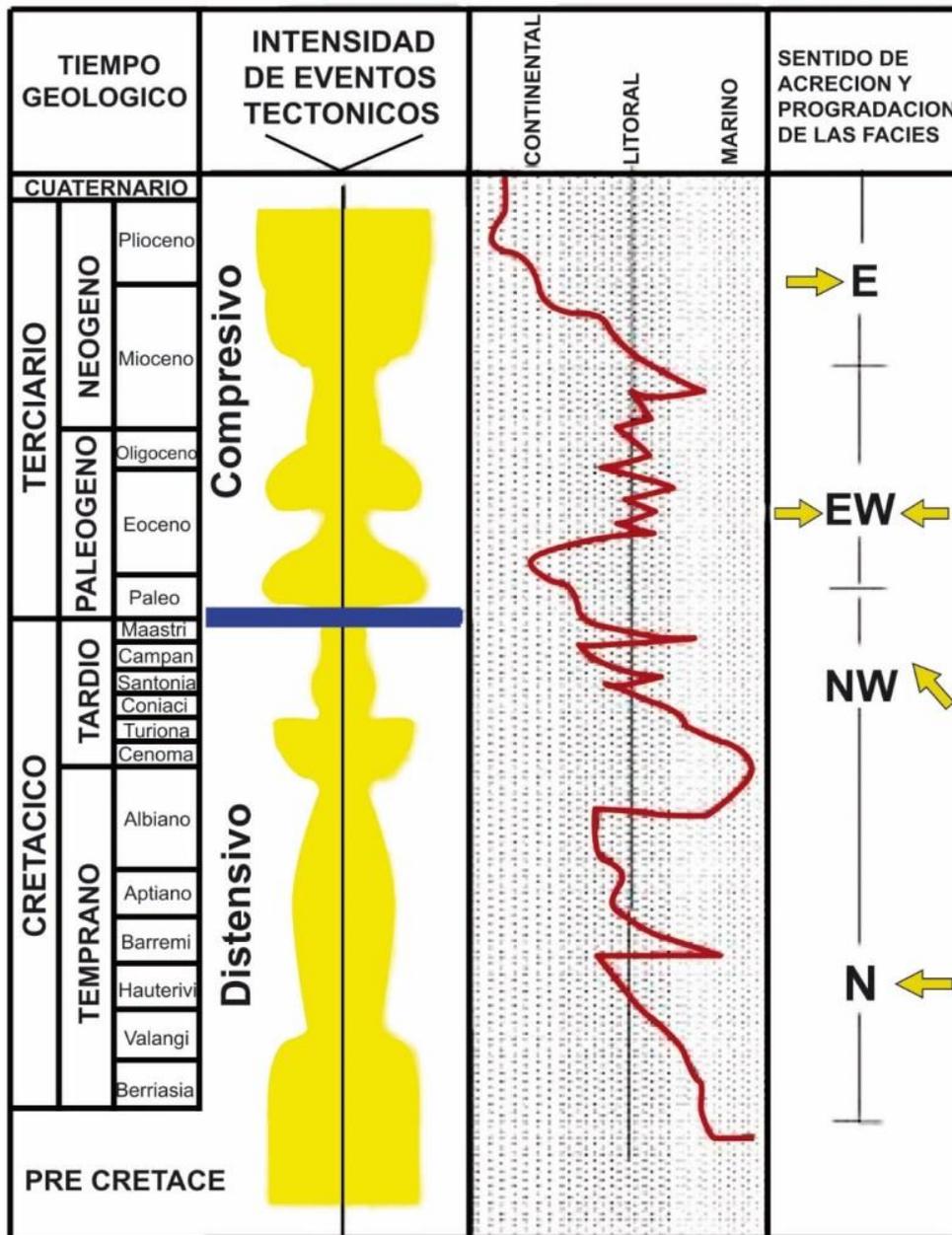
3.6 Arquitectura y Evolución de las Cuencas.

En este capítulo se configura un nuevo armazón de la cuenca estudiada durante la etapa Maastrichtiano – Mioceno y se plantea una actualización del modelo evolutivo propuesto por Díaz et al. (2008). Con este fin se compilaron datos de la literatura y se integraron con los resultados obtenidos. El modelo evolutivo obtenido comprende cuatro etapas: 1). Extensión Paleozoica (Paleozoico Superior), 2). Inversión Triásica, 3). Extensión Mesozoica. (Jurásico Superior – Cretácico), y 4) Inversión Paleógeno (Paleoceno superior – Holoceno, (Figura. 46).

3.6.1 Modelo de evolución de las subcuencas en la etapa Paleozoico – Holoceno.

1. Extensión Paleozoica (Paleozoico Superior). El paleozoico inferior se caracteriza por la existencia de un régimen de acreción entre los terrenos aloctonos Cajamarca, Garzon-Quetame y el Autóctono de Vichada. Durante el Paleozoico superior se cambia a un régimen tectónico extensivo que dio lugar a la cuenca Paleozoica de los Llanos sobre el cratón de Guyana. El registro paleozoico comprende más de cinco kilómetros de sedimentos siliciclásticas con buen desarrollo de los carbonatos durante Devónico y Carbonífero superior, al W del terreno de Cajamarca se extendería una amplia franja Oceánica con creación de litosfera oceánica (Figura. 46).

2. Inversión Triásica. Durante el Triásico se inicia la subducción a lo largo del accidente de Romeral, actualmente una zona importante de sutura con ofiolitas, dando lugar a un régimen tectónico contractivo en toda la placa Suramericana, lo cual produjo la total inversión de toda la cuenca del Paleozoico Superior, las principales estructuras consisten en fallas inversas, cabalgamientos y plegamientos con vergencia principal al E. (Figura. 46).



W ← Sentido de Progradación hacia el W

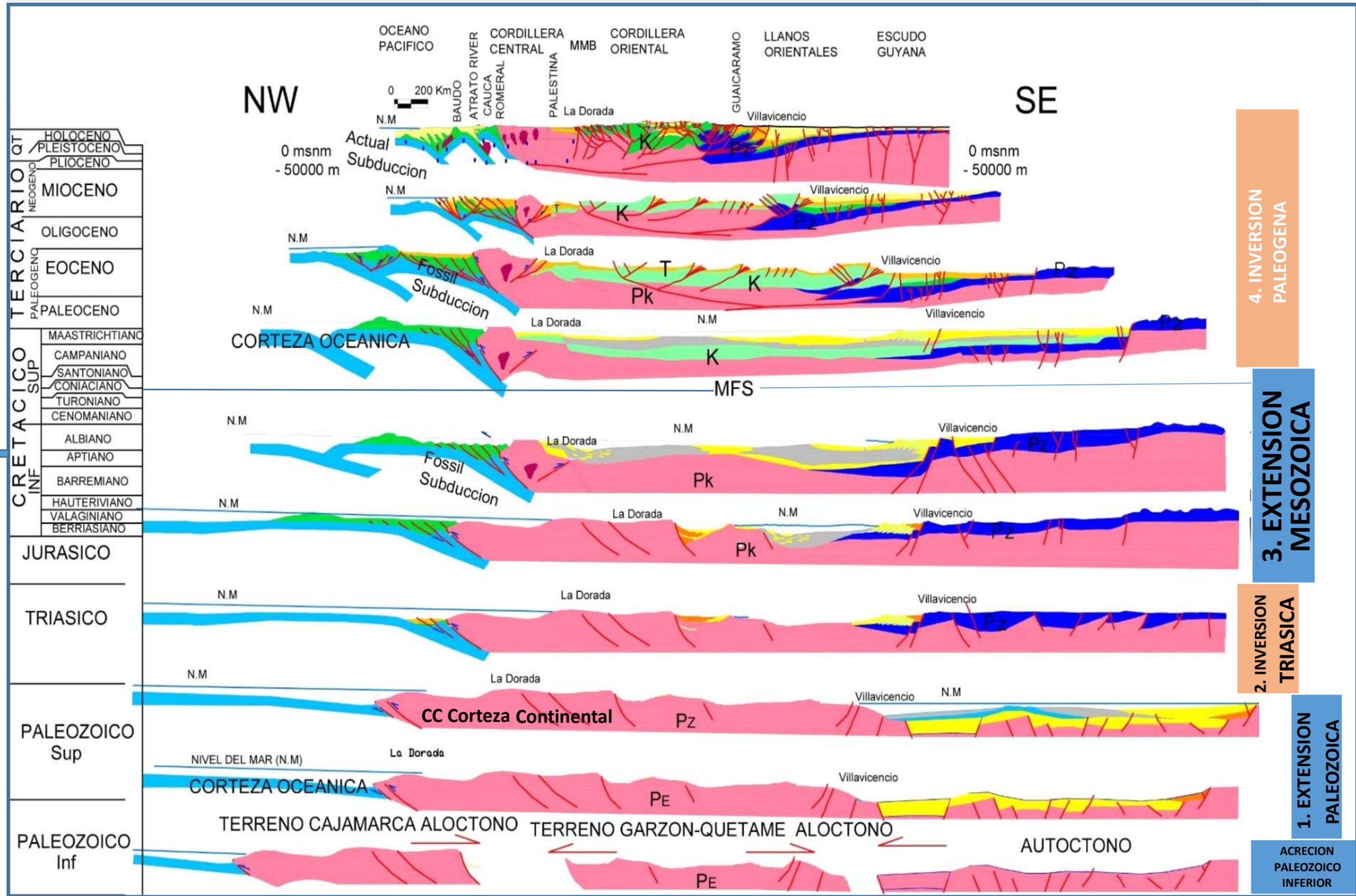
Figura. 45 Intensidad de los eventos Tectónicos a escala regional

3. Extensión Mesozoica. (Jurásico Superior – Cretácico). Con el Kimmerigiense se inicia una etapa importante sinrift y la creación de espacio disponible en grabens limitados por fallas (hasta 3 km). El grado de compartimentación de las subcuencas va disminuyendo durante el Cretácico inferior, aunque prevalecen las condiciones sinrift, resultando prácticamente en una única cuenca, con algunos umbrales controlados por fallas. En esta etapa, la zona de subducción ha quedado inactiva y convertida en zona de paleosutura. Sin embargo, en el Albiense medio – superior, más al W y en dominio oceánico, con la presencia de esquistos verdes, azules, ceolitas, etc., se inicia la nueva etapa de subducción de Baudó. Esta subducción significaría el preámbulo del comienzo al nuevo cambio de régimen tectónico contractivo que se producirá en el Paleógeno. La sedimentación del Cretácico superior tuvo lugar en una etapa de subsidencia térmica postrift y se caracteriza por un fuerte carácter expansivo de las facies (Figura. 46).

4 Inversión paleógena - actual (Paleoceno superior – Holoceno). En el Maastrichtiense terminal se tienen evidencias del inicio de la inversión relacionada con el régimen contractivo que se produciría como consecuencia de la zona de subducción de Baudó, como lo prueban los resultados del estudio de AFTA con edades de levantamientos de 66-68 Ma, de acuerdo con Gradstein et al. (2004). Durante el Paleoceno superior – Eoceno inferior se produjo la inversión de la cuenca Mesozoica con el levantamiento de la Cordillera Central, Cordillera Oriental debido al régimen contractivo originado por la acreción de los terrenos de la Cordillera Occidental. Posteriormente, en el Eoceno superior, tuvo lugar el emplazamiento de la carga crítica por contracción y apilamiento estructural que produjo la flexión de las cuencas de antepaís de los Llanos Orientales y Valle Medio del Magdalena.

Las estructuras contractivas, producidas durante esta etapa, fueron pliegues de propagación, fallas inversas, cabalgamientos y fallas de dirección. La Figura. 47 muestra un corte geológico WNW-ESE transversal a las estructuras compensado y restaurado.

Figura. 46 *Evolución de las cuencas sedimentarias desde el Paleozoico inferior al Cuaternario, entre el Pacífico (fosa de Colombia) y escudo de la Guyana (Llanos Orientales). Los números indican las etapas evolutivas distinguidas. Explicación en el texto. Modificado de Díaz et al. (2008).*



En la Figura. 47 a ofrece el corte actual, en el cual se observa una estructura general en *pop-up* con doble vergencia al WNW-SEE. Las vergencias, la profundidad del apilamiento estructural y la posición del relieve estructural generados, nos están indicando que la polaridad del despegue regional es hacia el ESE, produciendo la flexión que origino la cuenca de antepaís de los Llanos. La profundidad del nivel de despegue regional se ha estimado que es del orden de unos 10 Km. El acortamiento máximo calculado entre el corte actual y el corte restaurado al techo del Cretácico superior es del 55%, que representa 250 km. Figura. 47 b y Figura. 48 . Finalmente, en el Mioceno medio, se sutura la zona de subducción de Baudó y se traslada a la Fosa de Colombia que constituye la nueva zona de subducción actual.

3.6.2 La inversión Paleógeno y las subcuencas del Eoceno superior.

Del Eoceno inferior no se ha conservado registro litoestratigráfico, como lo demuestra la relación discordante entre las unidades anteriores y posteriores. La causa debe buscarse en la etapa de inversión y levantamiento producidos por la contracción paleógena.

Durante el Eoceno medio comenzó un periodo de erosión masiva de la Cordillera Central y prevaleció el levantamiento estructural. La estructura preexistente fue erodada y el relieve topográfico suavizado bajo una superficie de baja pendiente, la discordancia del Eoceno. Esta discordancia fue fosilizada por materiales no deformados del Eoceno medio. Así, las sedimentitas paleocenas y rocas más antiguas que subyacen esta superficie se encuentran deformadas, especialmente en los frentes de fallas activas (Morales et al., 1958; Schamel, 1991).

En el Eoceno superior y bajo el régimen tectónico contractivo, se produjo la estructuración que controló la sedimentación de las tres subcuencas principales: Valle medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos (Figura. 48 b). Las subcuencas del Valle Medio del Magdalena y Llanos son cuencas de antepaís, mientras que la subcuenca de la Cordillera Oriental realmente a un complejos de Subcuencas intramontañosas (*piggy back*) concomitantes. Los limites de las subcuencas son altos estructurales delimitados por fallas, que se deben a la reactivación de fallas antiguas que se invirtieron para esa época.

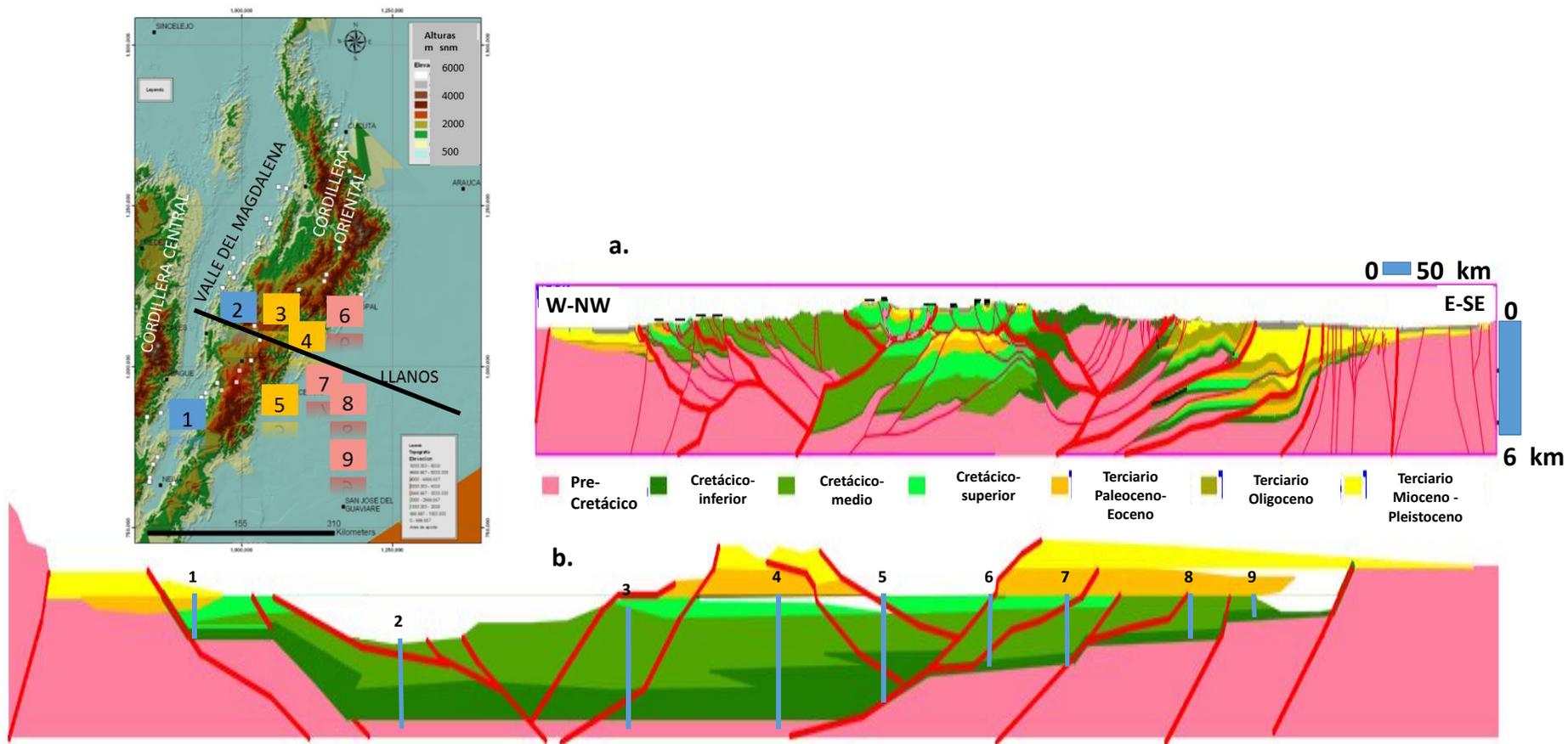


Figura. 47 Sección geológica transversal, a). mapa de localización, b). Sección geológica actual basada en cartografía de superficie, c). Sección compensada y restaurada al techo del Cretácico superior, El acotamiento es del 55%. Se muestra la ubicación de las 9 secciones geológicas medidas para establecer la subsidencia. tomada Díaz et al. (2013).

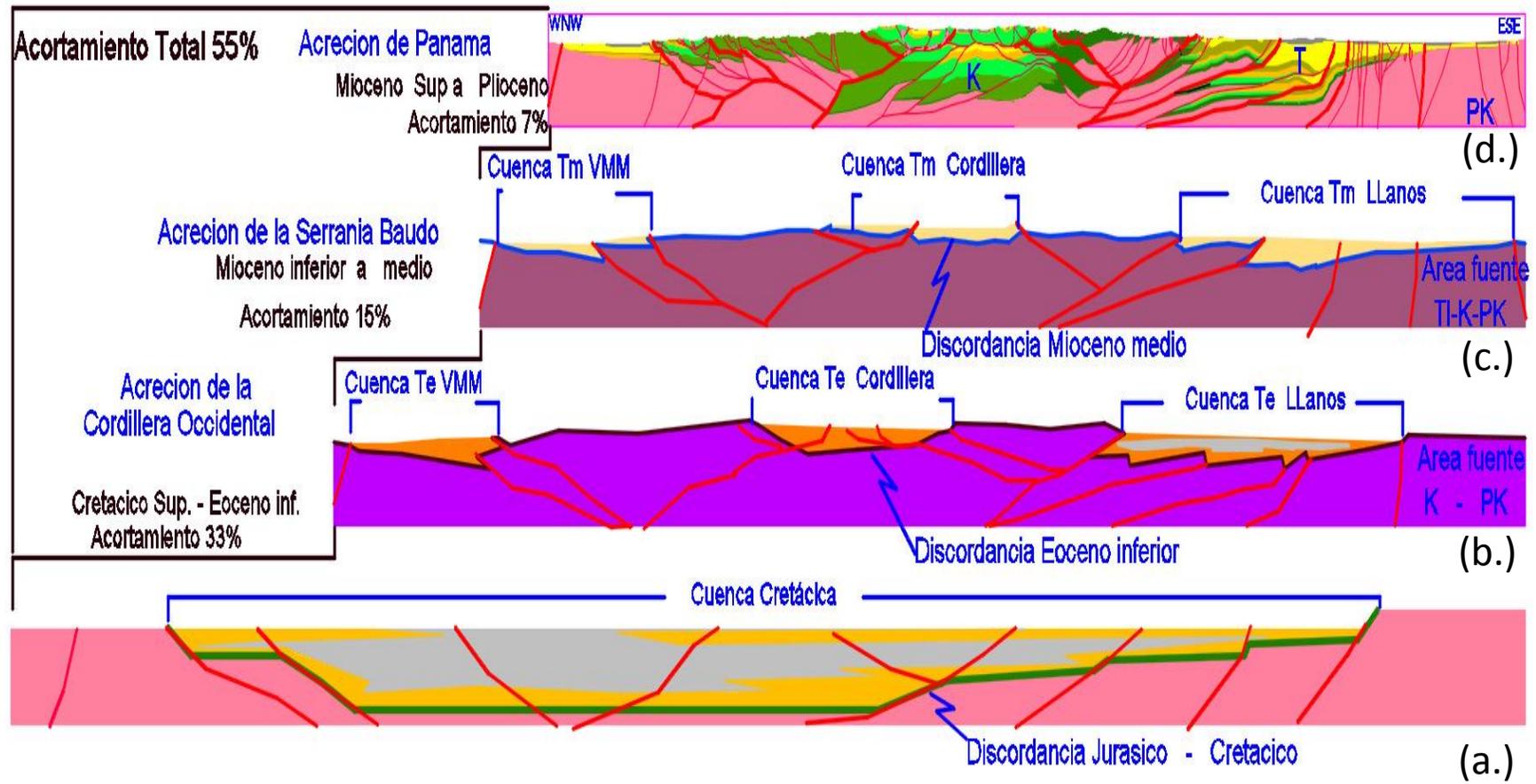


Figura. 48 Restauración del corte (d), situado en la Figura. 47 , a superficies de discordancia de primer orden. (a) Discordancia del Jurásico - Cretácico, (b). Discordancia del Eoceno inferior, acortamiento del 33%. (c.) Discordancia Mioceno Medio, acortamiento del 15%. (d.) Plioceno, acortamiento del 7%. PK: Pre cretácico, K: Cretácico; Ti: Terciario Inferior Te: Terciario eoceno, Tm: Terciario Mioceno. Tomada Díaz et al.,(2013)

El levantamiento de la cordillera oriental hizo que ésta funcionara como área fuente de los aportes hacia las subcuencas de los Llanos y del Valle Medio del Magdalena. El Escudo de Guyana fue área de aporte para los Llanos en su flanco Oriental y la Cordillera Central fue el área fuente para la cuenca del Valle del Magdalena en su flanco Occidental (Figura. 49).

De todo lo dicho se concluye que la evolución de las tres subcuencas es independiente a partir del Eoceno superior, dando como resultado las subcuencas individualizadas, las cuales evolucionaron coetáneamente en sistemas independientes de deformación; por lo que dieron como resultado una distribución diferente para cada una de ellas, como se aprecia en la Figura. 50

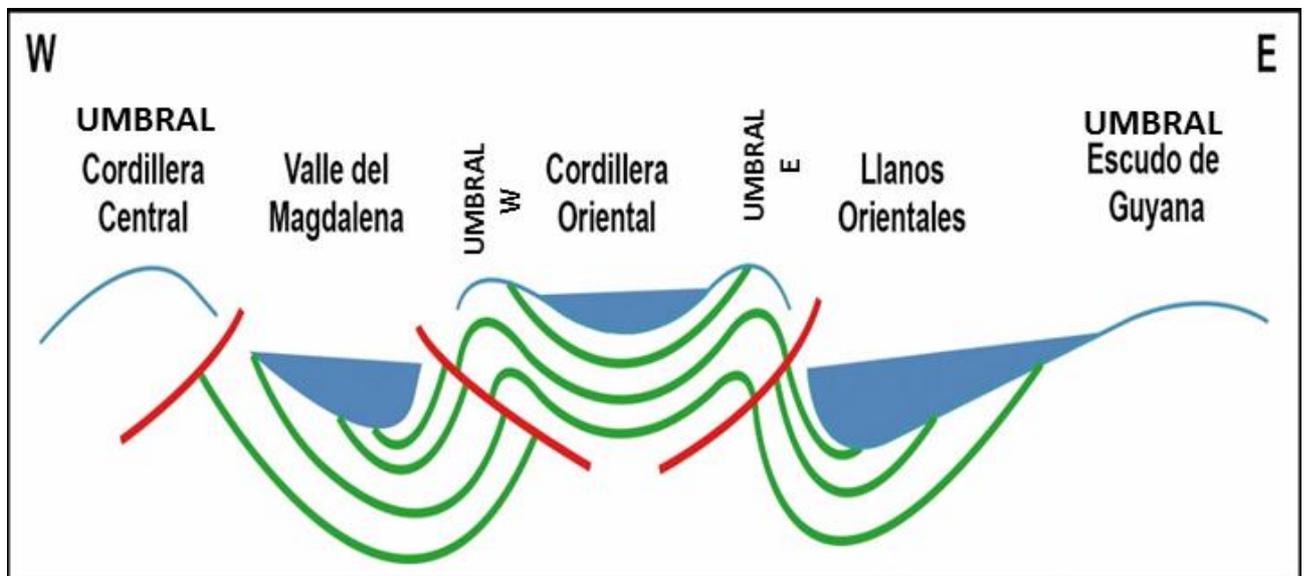


Figura. 49 Geometría de las Subcuencas del Eoceno superior. las flechas indican la procedencia y el sentido de los aportes sedimentarios a las diferentes Subcuencas.

Las interpretaciones y reconstrucciones de la cuenca o Subcuencas del Eoceno superior de Colombia presentan diferencias importantes con el tiempo. Así Forero (1974) y Cooper *et al.* (1995), coinciden en que se trata de una cuenca única con dos áreas de aporte, una, en al W la Cordillera Central y otra al E, en el Escudo de Guyana.

Posteriormente Pindell *et al.* (1997, 1998), plantean por primera vez que la cuenca del Eoceno superior presenta una serie de umbrales importantes, como el macizo de Quetame y el Macizo de Santander.

También Gómez *et al.* (2005b), se propone una reconstrucción entre el Valle Medio del Magdalena, Bogotá y Villavicencio, una serie de zonas emergidas, separando la cuenca en

tres sectores. Cáceres *et al.* (2005), en su mapa del Paleoceno, distinguen varias áreas ligeramente emergidas separando parte de la Cuenca de los Llanos y de Bogotá.

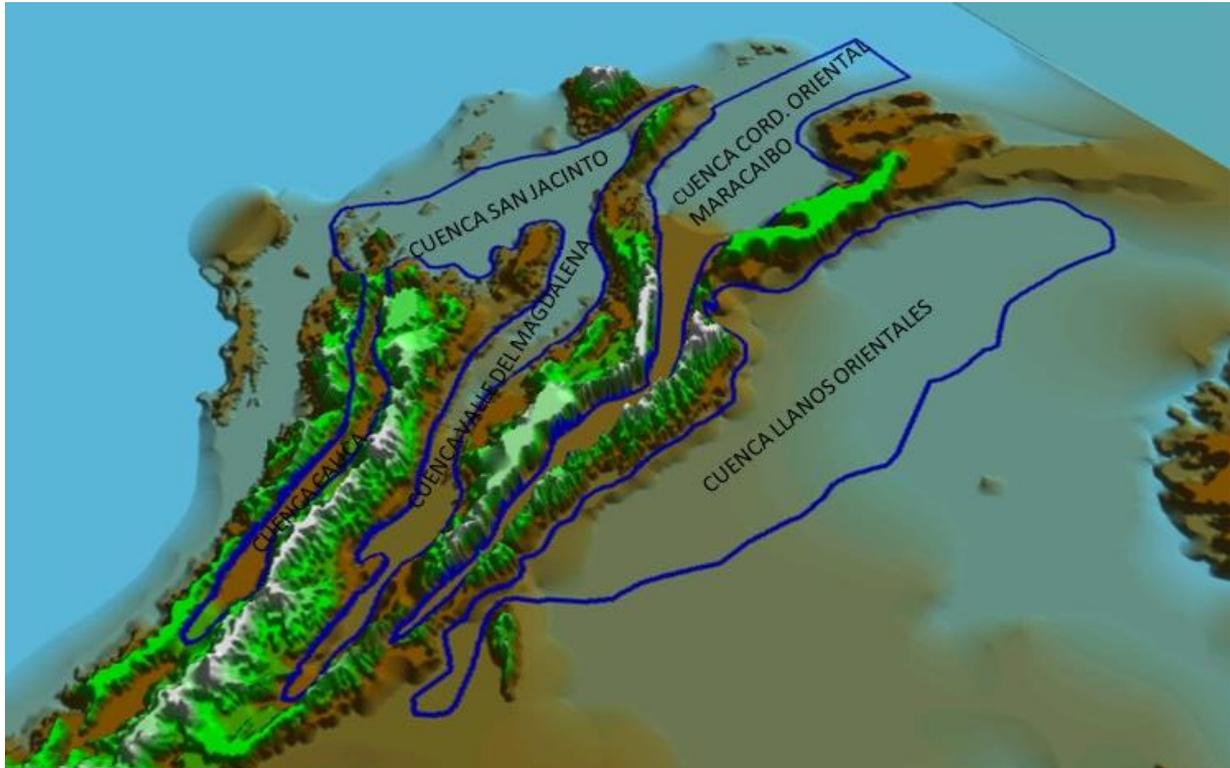


Figura. 50 Paleotopografía de las cuencas en el Eoceno superior, resultado de la estructuración contractiva.

3.6.3 Paleogeografía de las Subcuencas del Eoceno Superior.

A la luz de nuestros resultados (ver apartado 3.6.2), la reconstrucción de la cuenca eocena superior se configura en tres subcuencas independientes, y que reciben aportes sedimentarios de áreas fuente distintas. Todos los altos estructurales y las subcuencas en sí, presentan un cabeceo hacia el NE, lo que controló la progradación regional. Este cabeceo se debe a que la cuenca se invirtió primero en el sur. En general, la diferencia de tamaños de los clastos y arenas presentan un grado de grano decrecimiento regional, siendo mayores al W con respecto a los del E, según las cuencas, y también se observa un grano decrecimiento desde el SW al NE. En menor detalle:

1. La Cuenca del Valle del Magdalena. Al SW, la Fm Chicoral, con conglomerados en más del 90% de la sucesión. La Fm Hoyón, con conglomerados en el 60% y facies clásticas más finas 40% y al norte la Fm La Paz con arenas conglomeráticas.

2. La Cuenca de la Cordillera Oriental. La Fm Cacho al SW, conformada por arenas conglomeráticas en sucesiones granodecrecientes incompletas. En el sector NE, la Fm

Picacho está formada por sucesiones granodecrecientes completas en una relación de 60% a 40%.

3. La Cuenca de los Llanos Orientales. La Fm Mirador al SW, constituida por arenitas conglomeráticas en sucesiones incompletas, mientras que al NE presenta más intercalaciones de facies finas.

En las Figura. 51 , Figura. 52 ,Figura. 53 presentan la evolución paleogeográficas para el registro sedimentario del Eoceno superior sintetizando se podría resumir en los siguientes dos puntos:

1. Base del Eoceno superior (Figura. 51). En las tres subcuencas consideradas se desarrollaron sistemas predominantemente fluviales de ríos trenzados y anastomozados que corrían hacia el N, los sistemas de abanicos aluviales quedaban junto a las fracturas activas y en la parte meridional de las Subcuencas como el escudo de la Guyana que actuó de potente área fuente. Así mismo, en el tercio meridional de las subcuencas del Valle Medio del Magdalena y de la Cordillera Oriental predominan también las facies de abanicos aluviales controlados por zonas de fracturación activa.

2. Parte media del Eoceno Superior (Figura. 52). La principal diferencia respecto de la situación anterior, consiste en la entrada de facies transicionales estuarinas en las partes distales y más septentrionales de los sistemas fluviales. Por lo demás, la configuración paleogeográficas general es muy parecida a la de la parte basal de la sucesión.

3. Tramo Superior del Eoceno superior. (Figura. 53). Durante esta etapa se produce un avance importante hacia el N de los sistemas de abanicos aluviales, favorecido por el rejuvenecimiento del relieve causado por el incremento de la actividad del régimen contractivo.

3.7 Caracterización de la roca reservorio del sistema petrolífero del Eoceno superior.

La figura 54 muestra el sistema petrolífero del Eoceno superior de las Subcuencas VMM, VSM, Cordillera y Llanos, para el intervalo Cenomaniano – Oligoceno, en la que se detallan los elementos esenciales del sistema: roca reservorio, roca generadora y roca sello, y también los procesos del sistema: generación, trampas y migración. No se representa la generación que tuvo lugar durante el Mioceno superior.

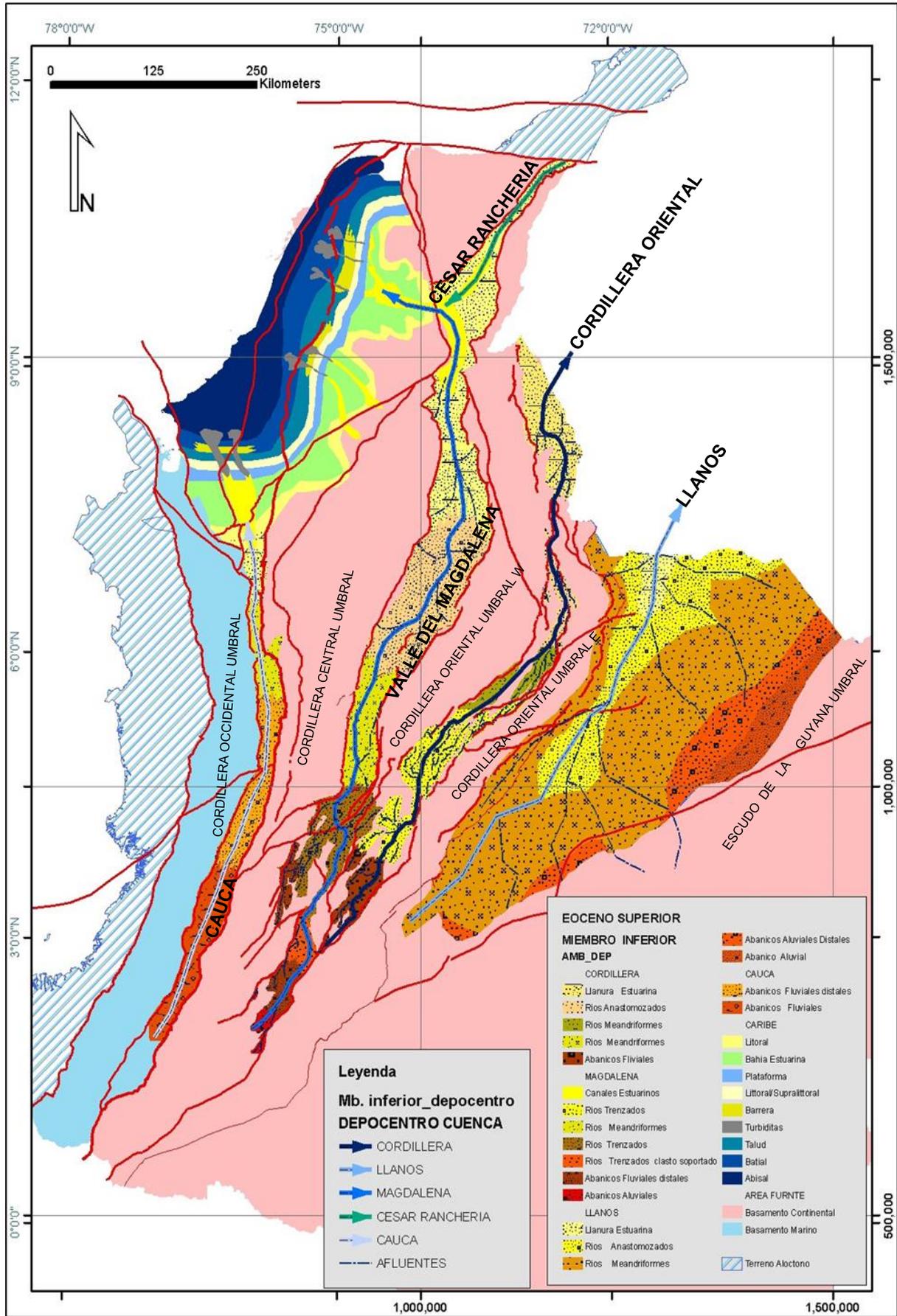


Figura. 51 Paleogeografía de la sucesión basal del Eoceno superior.

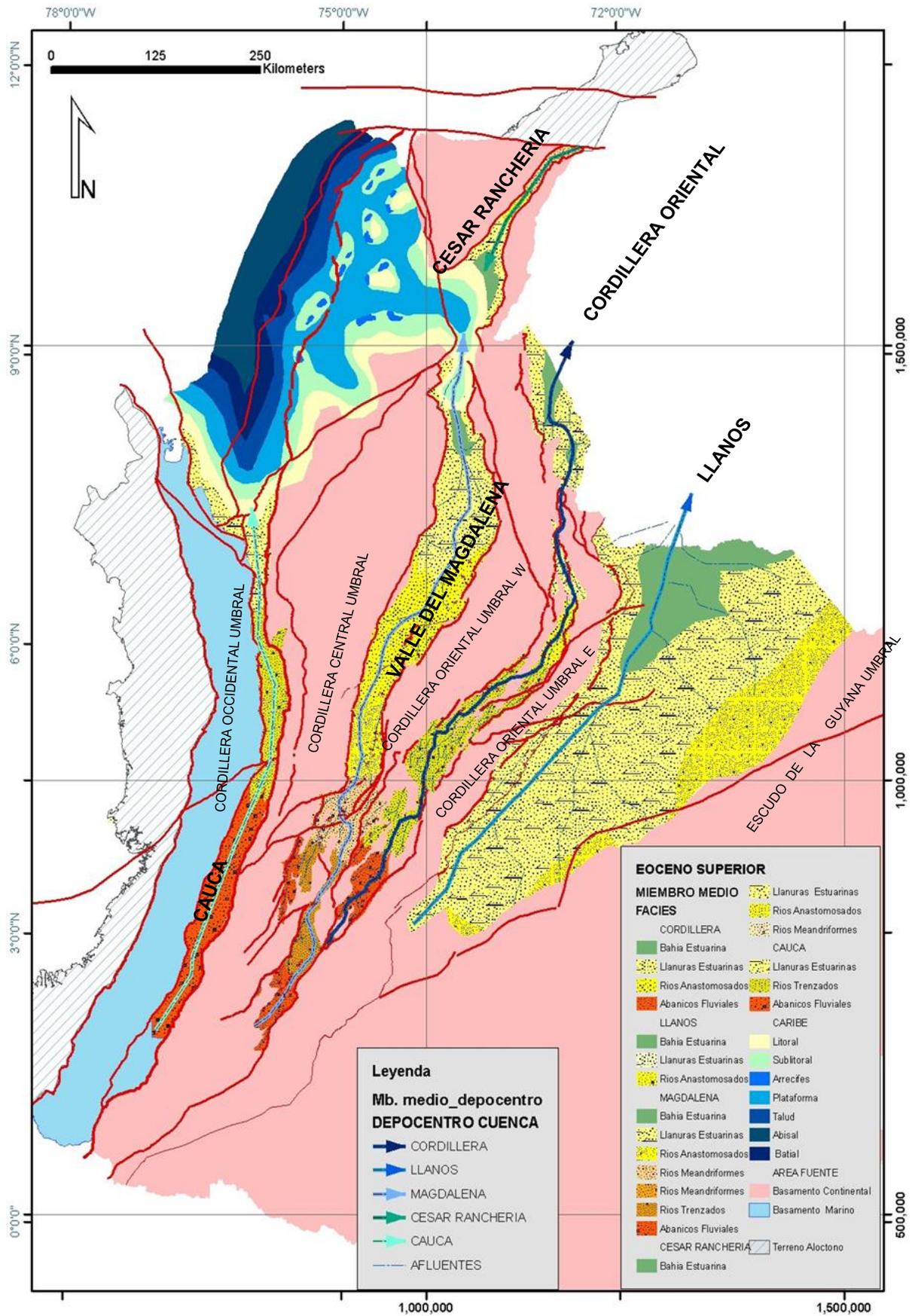


Figura. 52 Paleogeografía de la sucesión media del Eoceno Superior.

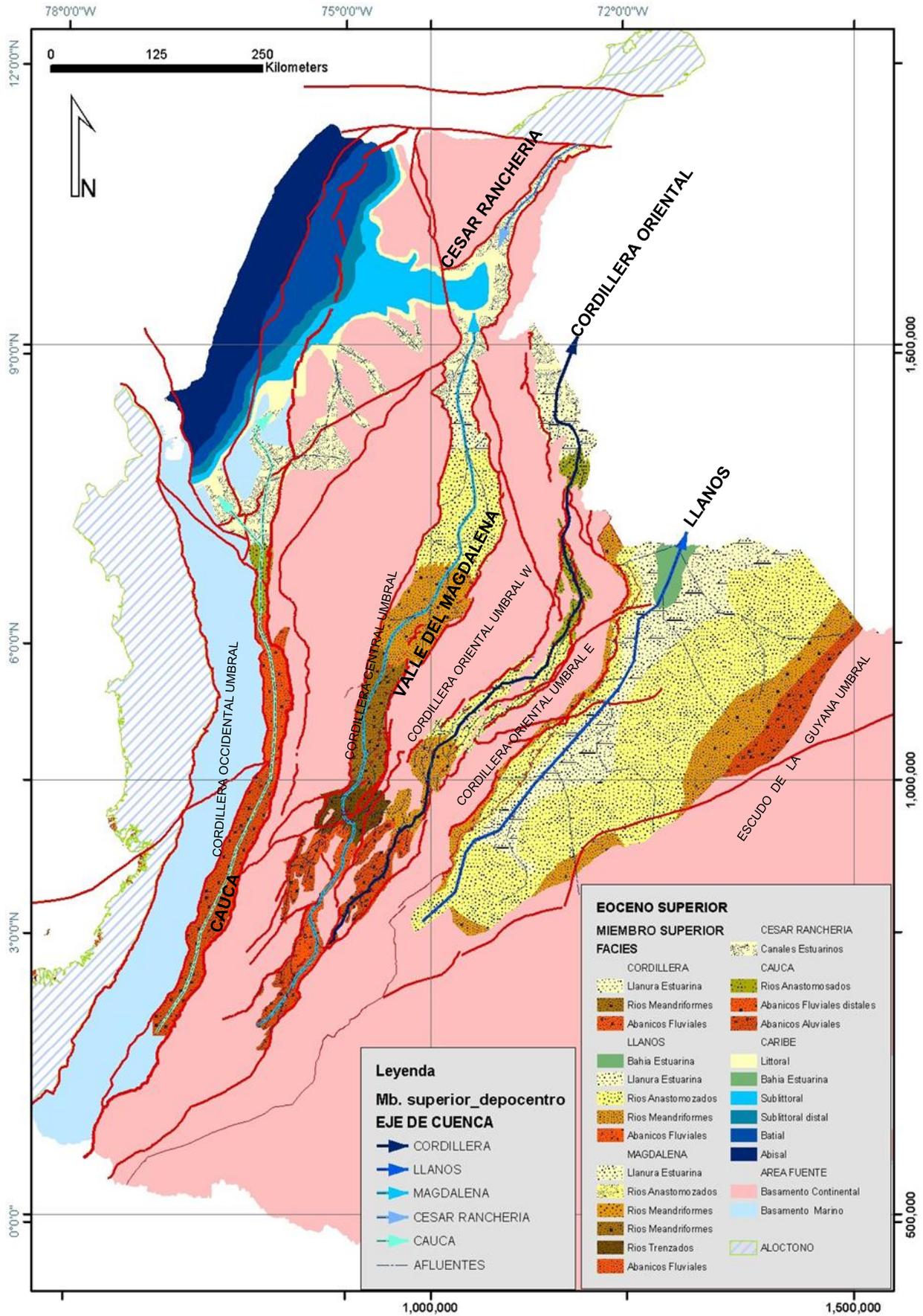


Figura. 53 Paleogeografía de la parte superior de la sucesión del Eoceno superior.

Los materiales del Eoceno superior estudiados en esta memoria constituyen el mejor reservorio de todos los sistemas petrolíferos de Colombia. Por esta razón, la caracterización de la roca almacén que se ha realizado en esta memoria desde los puntos de vista litoestratigráfico, facies, sedimentológico, estratigráfico- secuencial, cronoestratigráfico, enterramiento, tectónica – sedimentación, arquitectura y evolución de las Subcuencas y paleogeografía, constituyen una herramienta esencial para la exploración y producción de campos existentes y la predicción de nuevos prospectos.

En la tabla 19 se sintetizan, por subcuencas, los elementos esenciales de: roca reservorio, roca madre y roca sello; y los procesos del sistema: tipos de trampa y migración. Así mismo, se detallan por subcuencas los nombres de las distintas formaciones que son rocas almacén probadas, todas ellas de edad Eoceno superior. Para demostrar el valor económico de estas unidades se muestran los valores de producción y potencial: Volumen de petróleo original, reservas descubiertas, reservas remanentes y número de campos productores.

3.7.1 Formación de trampas

La contracción del Eoceno superior es el factor determinante de la formación y destrucción de trampas tanto estructurales como estratigráficas. Entre las estructurales encontramos tres tipos de trampas, dos asociadas a sistemas de cabalgamientos y otra a fallas de dirección. Las trampas estratigráficas están asociadas a los sistemas fluviales en los cuerpos arenosos controlados por los episodios sindeposicionales.

3.7.2 Generación y migración

La roca generadora es de edad Turoniana y tiene unas características óptimas de geoquímica del petróleo, TOC actual 7%, TOC original 8.4% y Ro: 0.7-1.2%.

Esta roca madre se encuentra en la ventana de generación del petróleo y gas, y se han determinado eventos de generación y migración durante el Oligoceno y Mioceno superior.

Los hidrocarburos generados, principalmente en las cocinas de generación, migraron a través de una serie de rutas, que están controladas por la relación estratigráfica y estructural o la combinación de éstas y sobre todo por la discordancia del Eoceno inferior, como se sintetiza en la Figura. 55

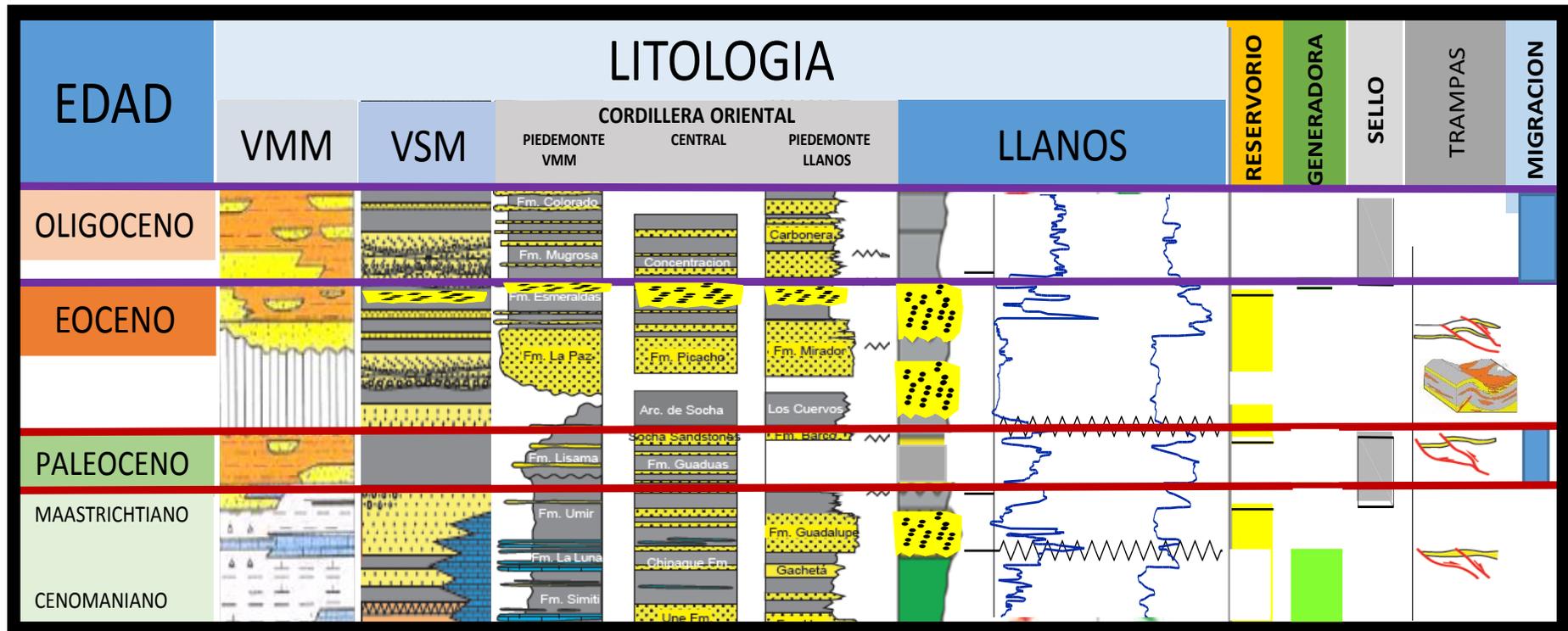


Figura. 54 Síntesis del sistema petrolífero del Eoceno superior. Elementos esenciales: roca reservorio, roca generadora y roca sello. Procesos del sistema: trampas y migración.

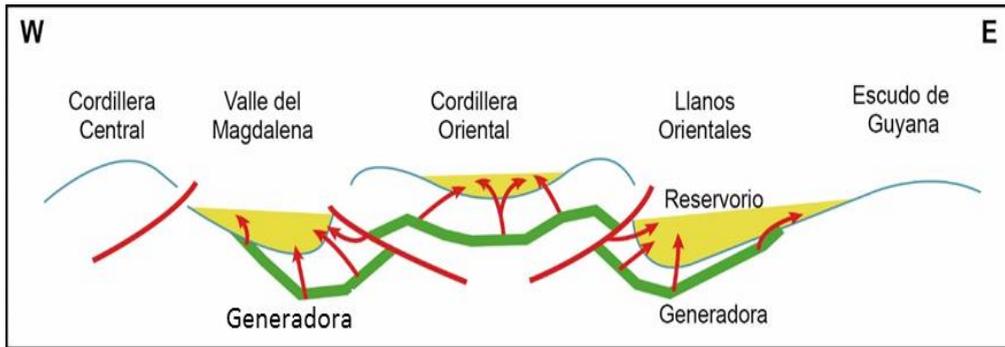


Figura. 55 Modelo conceptual de las rutas de migración general de hidrocarburos desde la roca generadora: shales del Turoniano-Cenomaniano, hacia los reservorios de las unidades del Eoceno superior en cada una de las subcuencas.

La Figura. 56 expone la roca generadora de edad Turoniana, en color verde, la unidad reservorio en color amarillo de edad Eoceno superior, en el marco del área estudiada, las flechas indican el sentido principal de la ruta de migración de los hidrocarburos

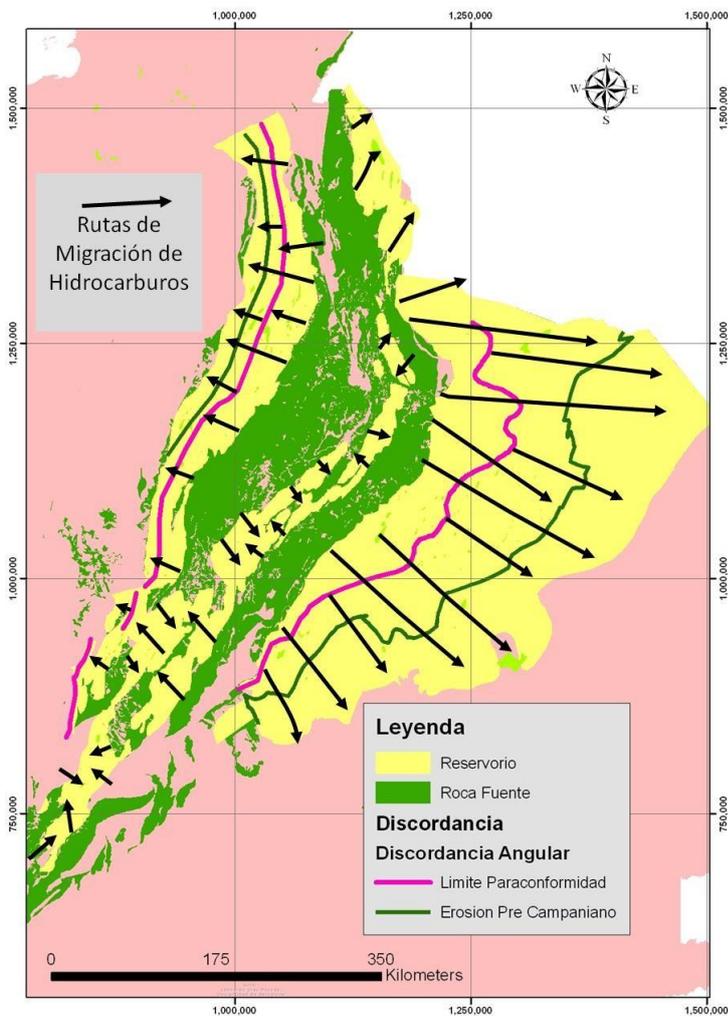


Figura. 56 Mapa de distribución regional de la roca fuente y rutas de migración desde las cocinas hacia las subcuencas Eocenas.

3.7.3 Acumulación

La generación de trampas se produjo sincrónicamente entre la formación de las estructuras contractivas y la generación de hidrocarburos, que comprende la etapa Mioceno superior – Oligoceno (tabla 19). La evidencia del sincronismo entre migración y entrapamiento de hidrocarburos queda demostrada por la distribución de rezumaderos (*oil seeps*) y campos productores de petróleo Figura. 57

Para la definición del sistema petrolífero se tuvieron en cuenta las siguientes características,

	Valle Medio del Magdalena	Valle Superior del Magdalena	Cordillera Oriental	Llanos Orientales
volumen de petróleo original	3.150	1.885	6.318	41.756
reservas descubiertas	2.694	801	0.14	5.330
reservas remanentes	456	1084	6178	36426
campos	52	47	2	150
Reservorios	Fm Hoyon Fm La Paz Fm Esmeraldas	Fm Chicoral Fm Doima	Fm Cacho Fm Picacho	Fm Mirador
Sellos	Fm Mugrosa	Fm Potrerillo	Fm Guaduas	Fm Cuervos y Fm Carbonera inferior
Roca Fuente: Turoniano	Fm La Luna	Fm Villeta Fm La Luna	Fm Villeta	Fm Gacheta
Geoquímica del Petróleo	Toc actual 7% y TOC original 8.4% Ro 0.7 - 1.2%			
Trampas	Cabalgamientos Fallas de rumbo Estratigráficas en sistemas fluviales son menores	Cabalgamientos Fallas de rumbo Estratigráficas en sistemas fluviales son menores	Cabalgamientos Fallas de rumbo Estratigráficas en sistemas fluviales son menores	Cabalgamientos Fallas de Rumbo Fallas Normales Antitéticas Estratigráficas en sistemas fluviales son menores
Migración	Oligoceno Mioceno			

Tabla 19. Síntesis Sistemas petrolíferos del Eoceno superior, con indicación de las Subcuencas y las distintas unidades litoestratigráficas de la roca reservorio.

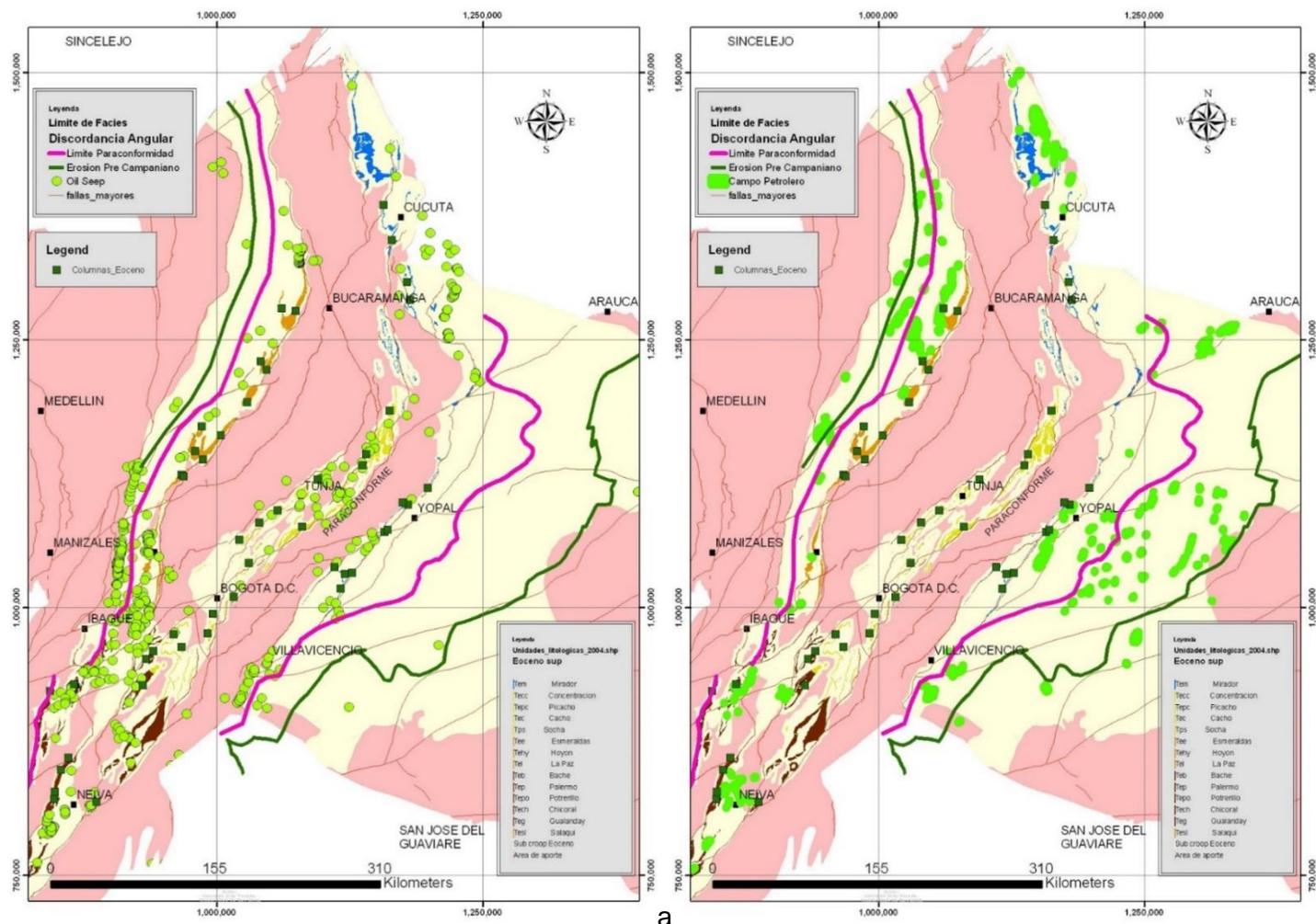


Figura. 57 a) Mapa con los rezumaredos de petróleo (“Oil seeps”), obsérvese la relación con las unidades del Eoceno superior. b) Mapa con los Campos Productores de Petróleo y unidades del Eoceno superior; columnas, afloramientos y su extensión área.

4.DISCUSIÓN

Respecto a la estratigrafía física del Eoceno superior de la cordillera Oriental, se ha realizado una recopilación de todas las unidades litoestratigráficas definidas anteriormente, que han sido posteriormente datadas crono estratigráficamente mediante el estudio paleológico. También se establecieron una serie de códigos de facies representativas de la sucesión litoestratigráfica del Eoceno superior, estas facies se pueden agrupar en dominios estratigráficos o subcuencas: 1). Cordillera Oriental; 2). Valle Superior y medio del Magdalena; 3). Piedemonte Llanero y Catatumbo. En los trabajos anteriores se interpretaba una sola cuenca, entre la Cordillera Central y el Escudo de la Guyana, que se consideraba como una continuidad de la cuenca cretácica superior. Así, con el análisis de Paleocorrientes se pudieron establecer las diferencias entre las tres subcuencas y las diferentes áreas fuente.

El armazón cronoestratigráfico de las tres subcuencas ha sido claramente precisado con las dataciones bioestratigráficas de polen y esporas por la Profesora Nuria Solé, cuyos resultados se resumen en tres nuevos paneles crono estratigráfico. El retrabajamiento y la contaminación que presentan el polen y las esporas, ponen de manifiesto la existencia de una etapa de levantamiento y erosión durante el Eoceno inferior, que corresponde a la gran discordancia regional paleógena de Colombia. Esta discordancia jugó un papel importante como ruta de migración del petróleo acumulado en reservorios del Eoceno superior.

La interpretación y análisis de estratigrafía secuencial se realizó siguiendo a Catuneano et al., (2011), mediante secuencias Transgresivo-Regresivas (T-R), para ello se tuvieron en cuenta 1) los modelos de apilamiento (agradante, progradante, retrogradante), y 2) las superficies estratigráficas (límites de secuencia, superficies regresivas, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación). Con ello se obtuvieron tres paneles de correlaciones de secuencias deposicionales T-R, dos longitudinales N-S y otro trasversal W-

E, entre el Jurásico superior y el Holoceno. Estos resultados constituyen también una primicia en el conocimiento de la geología colombiana.

Los resultados de huellas de fisión ("*AFTA, fisión Track*") suministraron datos temporales de los movimientos verticales que afectaron a diferentes partes del área estudiada, en relación con los dos pulsos contractivos del Eoceno superior, Mioceno inferior. El inicio de la inversión tuvo lugar en el Masstrichtiense terminal. Las edades de levantamiento obtenidas de AFTA nos indican y ratifican los levantamientos de la compartimentación de los umbrales que limitaban las diferentes subcuencas del Eoceno superior. Esto es una nueva contribución a nivel de la geología regional de Colombia.

Otra novedad significativa lo constituye el estudio y análisis subsidencia total de pozos y secciones situados en: 1) Cuenca de los Llanos, 2) Cordillera Oriental, y 3) Valle Medio y Superior del Magdalena. Después de haber realizado correcciones de paleo batimetría y erosión, las curvas de subsidencia estudiada presentan un mismo patrón para la etapa Jurásico superior – Paleoceno medio (160-60 Ma), con un tramo subsidencia rápido entre 160-125Ma (Jurásico superior – Aptiense inferior) y un tramo de subsidencia desacelerada (Aptiense superior-Paleoceno medio). Las etapas de subsidencia rápida corresponderían a las fases sinrift, mientras que las etapas de desaceleración representan fases post extensivas de relajamiento térmico. Según la morfología de las curvas, nos estarían indicado el efecto del emplazamiento de la carga y flexión, durante la etapa contractiva, en los márgenes de las Subcuencas de antepaís, como es el caso de los Llanos y del Valle del Magdalena. Si bien el efecto de la carga y flexión fue puesto de manifiesto Cooper et al. (1995) para un pozo del margen occidental de la cuenca de los Llanos, en nuestro estudio, se ha podido constatar que la flexión litosférica debida al emplazamiento de la carga crítica durante la etapa contractiva es un hecho regional que afecta, indistintamente y en diferente medida, a las dos Subcuencas de antepaís de los Llanos y Valle del Magdalena.

Para establecer la evolución de la cuenca eocena superior de Colombia se han tenido en cuenta las diferentes reconstrucciones regionales de tectónica de placas de la literatura y se planteó un modelo evolutivo para la cuenca como una actualización del modelo propuesto en Díaz et al. (2008). Esta cuenca, ubicada en el extremo NW de Sur América, es el producto de la interacción dextral de las Placas Suramericana y Pacífica, desde la ruptura de Gondwana en el Jurásico superior (Kimmeridgiense), cuando se generó como una cuenca de tipo aulacógeno por transtension, con una geometría asimétrica de los flancos, más verticalizado el flanco Occidental que el Oriental (Díaz, 1994; Gómez, (2001),). Esta etapa de extensión mesozoica, que se inició en el Jurásico superior y perduro hasta el Cretácico, puede ser considerada como la situación de partida que influiría en la

configuración posterior de la cuenca eocena superior. Sin embargo, se deben considerar también las etapas previas de la extensión paleozoica y la inversión triásica (Figura. 46).

Durante el Paleoceno superior – Eoceno inferior se produjo la inversión de la cuenca mesozoica, con la generación de los relieves de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, debido al régimen contractivo producido por la acreción de los terrenos de la Cordillera Occidental. Como lo prueban los resultados del estudio de AFTA, con edades de levantamiento de 66 - 68 Ma, que indicarían Maastrichtiense superior según Gradstein et al. (2004). En el Eoceno superior, el emplazamiento de la carga crítica por el apilamiento estructural resultado de la contracción produjo la flexión de las cuencas de antepaís de las Subcuencas de los Llanos Orientales y Valle Medio del Magdalena. Actualmente, el régimen contractivo sigue activo, con la generación de neo estructuras, de domos y fallas inversas.

De importancia económica respecto a la geología del petróleo es la configuración del Eoceno superior ya que no es una sola cuenca heredada de la colmatación de la cuenca Cretácica, como se interpretaba anteriormente, sino que corresponde a la generación de nuevas Subcuencas debido a la inversión de la cuenca Cretácica y cuya paleo topografía está registrada en la discordancia angular del Eoceno inferior y cuya nueva subsidencia por transtensión producto de la interacción de las placas de Suramérica con las placas Pacífica y Caribe se generaron las Subcuencas: 1. Cordillera Oriental; 2. Valle Superior y medio del Magdalena; 3. Piedemonte – Catatumbo; en el Eoceno tardío la nueva paleo topografía y el fuerte control sintectónico controló la geometría, distribución local y regional de las unidades reservorio, dando como resultado trampas estratigráficas y estructurales, las cuales son las principales productoras de hidrocarburos; por otra parte ya que las unidades del Eoceno suprayacen las diferentes secuencias del Cretácico sobre la discordancia angular esto controla las rutas de migración de hidrocarburos .respecto a las cocinas.

5.CONCLUSIONES

Estratigrafía Física.

- Con el levantamiento y análisis de nuevas columnas litoestratigráficas detalladas se caracterizaron y refinaron las unidades litoestratigráficas del Eoceno superior con los parámetros de: composición, litología, estructuras sedimentarias físicas y biogénicas, facies, tipos de contactos, continuidad regional y ambientes de depósito. Se caracterizaron las siguientes formaciones: Formación Cacho, Formación Picacho, Formación Chicoral, Formación Potrerillo, Formación Hoyon, Formación San Juan de Rio Seco, Formación La Paz, Formación Esmeraldas y Formación Mirador.
- Se definieron los códigos de facies para cada formación y se determinó la composición litológica por formación, el % de facies principales y subordinadas y su ubicación en cada subcuenca.

Estratigrafía Secuencial

- la discordancia del Eoceno inferior, es el límite basal de las secuencias terciarias de segundo orden determinadas para las subcuencas del Terciario.
- La secuencia de segundo orden de, edad Eoceno superior, para la Cordillera Oriental, Valle superior del Magdalena, Valle Medio del Magdalena (VMM) y Piedemonte – Catatumbo, presenta las siguientes características: la base está constituida por la superficie de primer orden, que corresponde a la superficie de discordancia angular que se dispone en la base de las subcuencas. Esta superficie esta fosilizada por la sucesión sedimentaria que conforma la secuencia T-R del Eoceno superior, que presenta un modelo de apilamiento transgresivo-regresivo.

-
- Las secuencias deposicionales, sistemas o cortejos sedimentarios, reconocidos en el Terciario son de segundo orden (2-7 a 2-11), depositadas en un régimen compresivo por inversión. La sucesión de interés, Eoceno superior, constituye la secuencia 2-7.

Estructura Contractiva

- Las estructuras contractivas, producidas durante el Eoceno superior, fueron pliegues de propagación, fallas inversas, cabalgamientos y fallas de dirección.
- La profundidad del nivel de despegue regional se ha estimado que es del orden de unos 10 Km. El acortamiento máximo calculado entre el corte actual y el corte restaurado al techo del Cretácico superior es del 55%, que representa 250 km.
- La restauración de un corte transversal a la Cordillera Oriental, entre los Llanos y el VMM por etapas de superficies de discordancia de primer orden, resulta en: (a) Discordancia del Eoceno inferior, acortamiento del 33%. (b.) Discordancia Mioceno Medio, acortamiento del 15%. (c.) Plioceno, acortamiento del 7%.

Análisis de Paleocorrientes y sistemas deposicionales

- Las subcuencas del Eoceno superior son independientes, se encuentran separadas entre sí por altos estructurales o umbrales.
- En el Valle del Magdalena, el eje de la cuenca es N-S, y la procedencia es del W de la Protocordillera central y también del E, de la Protocordillera Oriental.
- En la Cordillera Oriental, el eje de la cuenca es N15E, y la procedencia es de los umbrales conformados por los dos flancos E y W del "pop up" de la Protocordillera Oriental.
- En los Llanos, el eje de la cuenca es N35E, y la procedencia es del E desde el escudo de Guyana y del W, desde el umbral Oriental de la Protocordillera Oriental.
- Las subcuencas del Eoceno superior son alargadas, de tipo valle de incisión y desarrollan facies concomitantes con la deformación, intensamente controladas por la distancia al área fuente y a la geometría de la cuenca. La cuenca de Valle del Magdalena, en la parte S y W, desarrolló abanicos aluviales conglomeráticas (Fms. Chicoral, Hoyon y San Juan de Rio Seco), controlados por la geometría asimétrica

de la cuenca y la proximidad del área fuente. En cambio, al N del Valle Medio del Magdalena se desarrollaron llanuras aluviales con ríos meandriiformes y anastomozados (Fms. La Paz y Esmeraldas)

- Los ambientes sedimentos del Eoceno superior son aluviales y fluviales de ríos trezados y anastomosados, generados en cuencas tipo valles de incisión.

Palinología y Cronoestratigrafía.

- Las determinaciones bioestratigráficas, a partir del estudio polínico, permitieron establecer las unidades litoestratigráficas estudiadas, que en conjunto tienen una edad de Eoceno superior.
- La mezcla de especies de edad Paleoceno superior y Eoceno, se ha interpretado como el resultado del retrabajamiento relacionado con la discordancia del Eoceno inferior.

Análisis de Huellas de fisión (AFTA) y Movimientos Verticales

- Los resultados de huellas de fisión permitieron datar dos eventos de levantamiento tectónico importantes 1) Maastrichtiense superior 66 – 68 Ma, 2) Eoceno superior 34 – 37 Ma.
- El evento del Eoceno superior está marcado por la discordancia regional que abarca la laguna estratigráfica del Eoceno inferior y que se extiende por todo el norte de Sur América. Este levantamiento tuvo una amplia repercusión sobre la sedimentación. La edad de este levantamiento varía de S-N y W-E, siendo más joven hacia el N y el E.
- La inversión de la cuenca Cretácica se inició en el Maastrichtiense entre 66-68 Ma.

Evolución de la subsidencia y del espacio de acomodación

- Las subcuencas de los Llanos y Valle del Magdalena, de edad Eoceno superior, obedecen a un mecanismo de subsidencia por carga y flexión, debido a la inversión de las Cordilleras Central y Oriental.

-
- La subcuenca de los Llanos tiene un patrón de subsidencia que consiste en dos formas de curva combinada de tipo cóncavo/convexo-rectilíneo. El tramo cóncavo está comprendido entre 160 + 40Ma y el convexo-rectilíneo entre 40-0 Ma. Entre las curvas de este grupo el punto de inflexión entre el tramo cóncavo y el convexo rectilíneo se sitúa aproximadamente entorno al punto alrededor a 40 Ma.
 - Las curvas de subsidencia de los registros situados sobre el orógeno de la Cordillera Oriental siguen un patrón claramente convexo.
 - Las curvas de los registros del Valle Medio del Magdalena, presentan un patrón marcadamente escalonado de tramos de subsidencia total rápida alternando con tramos de subsidencia total desacelerada.
 - La etapa Jurásico inferior – Paleoceno medio presenta fases: la primera sería extensiva, con subsidencia rápida entre 160 – 125 Ma, 5 Ma). La segunda, con subsidencia desacelerada, reflejaría una fase de subsidencia post-extensiva por relajamiento térmico, que comprendería el intervalo Aptiense inferior – Paleoceno medio (125-60 Ma).
 - El punto de inflexión entre los tramos cóncavos y convexos, situado aproximadamente a los 40 Ma, en la curva de los Llanos y a unos 50 Ma en el VMM, nos estaría indicando el emplazamiento de la carga crítica e inicio de la flexión litosférica de las cuencas de antepaís (los Llanos y Valle del Magdalena) en torno a los 40-50 Ma (Eoceno medio superior).

Evolución de las Cuencas.

- El modelo de evolución de las cuencas durante la etapa Paleozoico – Holoceno, divide en cuatro fases de carácter regional: 1) Extensión paleozoica (Paleozoico Superior). 2) Inversión triásica. 3) Extensión mesozoica. (Jurásico Superior – Cretácico). 4) Inversión paleógena - actual (Paleoceno superior – Holoceno).

Inversión paleógena

- En el Masstrichtiense terminal se tienen evidencias del inicio de la inversión relacionada con el régimen contractivo que se produciría como consecuencia de la zona de subducción de Baudó, como lo prueban los resultados del estudio de AFTA con edades de levantamientos de 66-68 Ma.

- En el Paleoceno superior – Eoceno inferior se inició el clímax de la inversión de la cuenca Mesozoica, con el levantamiento de la Cordillera Central, Cordillera Oriental debido al régimen contractivo originado por la acreción de los terrenos de la Cordillera Occidental.
- Posteriormente, en el Eoceno superior, tuvo lugar el emplazamiento de la carga crítica por contracción y apilamiento estructural que produjo la flexión de las cuencas de antepaís de los Llanos Orientales y Valle Medio del Magdalena.

Arquitectura y Paleogeografía de las subcuencas del Eoceno superior

- El resultado de la inversión fue la compartimentalización de la antigua cuenca mesozoica en tres subcuencas separadas por umbrales: Los Llanos, Cordillera Oriental y Valle del Magdalena.
- La evolución paleo geográfica para el registro sedimentario del Eoceno superior sintetizando se podría resumir en los siguientes dos puntos:
 - Base del Eoceno superior. En las tres subcuencas consideradas se desarrollaron sistemas predominantemente fluviales de ríos trenzados y anastomozados que corrían hacia el N, los sistemas de abanicos aluviales quedaban junto a las fracturas activas.
 - Parte media del Eoceno Superior. La principal diferencia respecto de la situación anterior, consiste en la entrada de facies transicionales estuarinas en las partes distales y más septentrionales de los sistemas fluviales.
 - Tramo Superior del Eoceno superior. Durante esta etapa se produce un avance importante hacia el N de los sistemas de abanicos aluviales, favorecido por el rejuvenecimiento del relieve causado por el incremento de la actividad del régimen contractivo.

Caracterización de la roca reservorio del sistema petrolífero del Eoceno superior.

- Los materiales del Eoceno superior estudiados en esta memoria constituyen el mejor reservorio de todos los sistemas petrolíferos de Colombia, su

caracterización física, de distribución e historia de enterramiento es una herramienta esencial para la exploración y producción de los campos existentes y la predicción de nuevos prospectos.

- La contracción del Eoceno superior es el factor determinante de la formación y/o destrucción de trampas, tanto estructurales como estratigráficas.
- Entre las estructurales encontramos tres tipos trampas, dos asociadas a sistemas de cabalgamientos y otra a fallas dirección. Las trampas estratigráficas están asociadas a los sistemas fluviales en los cuerpos arenosos controlados por los episodios sindeposicionales.
- Las principales características de la roca reservorio eocena inferior por subcuencas serían:
 - **Valle Medio del Magdalena** Reservorio características regulares Fm Hoyo. Reservorio características muy optimas Fm La Paz y Fm Esmeraldas **Trampas** Cabalgamientos, Fallas de rumbo, Estratigráficas en sistemas fluviales son menores. **Campos Productores** 52 **Reservas remanentes** 456
 - **Valle Superior del Magdalena** Reservorio características regulares Fm Chicoral, Fm Doima **Trampas** Cabalgamientos Fallas de rumbo, Estratigráficas en sistemas fluviales son menores. **Campos Productores** 47 **Reservas remanentes** 6178
 - **Cordillera Oriental** Reservorio características optimas pero no muy pro exploradas Fm Cacho, Fm Picacho **Trampas** Cabalgamientos, Fallas de rumbo, Estratigráficas en sistemas fluviales son menores. **Campos Productores** 2 **Reservas remanentes** 6178
 - **Llanos Orientales** Reservorio características optimas y se puede plantear que es el mejor reservorio de todas Fm Mirador **Trampas** Cabalgamientos Fallas de Rumbo Fallas Normales Antitéticas Estratigráficas en sistemas fluviales son menores. **Campos Productores** 150 **Reservas remanentes** 36426.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Anderson. 2012. Discriminating rapid exhumation from synde- positional volcanism using detrital Zircon double dating: implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 762 – 779.
- Ainsworth, R. B., (1994). Marginal marine sedimentology and high resolution sequence analysis; Bearpaw-Horseshoe Canyon transition, Drumheller, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 42,1, 26–54.
- Allen, G. P., Posamentier, H.W., (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63,3, 378–391.
- Allen, J. R. L., (1970), Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems with special reference to coarse member composition and interpretation, *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 p. 298-322.
- Alvarado, B., y Sarmiento, R., (1944). Informe geológico sobre los yacimientos del hierro, carbón y caliza de la región de Paz del Río, Departamento de Boyacá, Servicio Geológico Nacional, Informe No 468, 132 p.
- Amaya, S., y Santamaría, I., (1994), Cartografía geológica y geometría estructural del sector Peralonso-Tetúan al sur de Ortega (Tolima) en el Valle Superior del Magdalena, en Etayo- Serna, F., (ed.), *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena: Universidad Nacional de Colombia-Ecopetrol*, capítulo VII.
- Amézquita K. F. and Montes, C., (1994). Sección geológica del Maco Buenavista: Estructura en el sector occidental del Valle Superior del Magdalena. In: F. Etayo Serna (ed.), *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Chapter VI, Univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 36 p.
- Amorochó, R., Bayona, G. & Reyes-Harker, A. 2011. Controls on the composition of fluvial sands in the proximal area of a tropical Foreland Basin (Colombia). *Geología Colombiana*, 36, 163 – 177.
- Anadón, P., Cabrera, L Ferrán, C., Marzo, M., y Riba, O., (1986), Syntectonic intraformacional unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain), en: Allen, P., Homewood, P., (eds.), *Foreland Basins, Special Publication, International Association for Sedimentologists*, p. 259-271.
- Anderson (F.M.), (1926). – Original source of oil in Colombia, *Ibid.*, vol 10, nº 4, pp. 382-404, 8 fig., Tulsa.
- Anderson (F.M.), (1927a). – Nonmarine Tertiary deposits of Colombia, *Bull Geol. Soc. Amer.*, vol. 38, pp. 591-644, 15 figs., 1 pl., New York.
- Anderson (F.M.), (1928). – Notes on the lower Tertiary deposits of Colombia and their molluscan and foraminiferal fauna, *Ibid*, 4ª ser., vol. 17, nº 1, pp. 1-29, 11 fig., 1 lám., San Francisco.
- Angevine, Ch., Heller, P. & Paola, Ch. 1982. *Quantitative Sedimentary Basin Modeling Continuing Education Course Note Series 32. AAPG*. 95p.
- Ardila Diaz 2015 Evolution of Northwestern South America and interpretation under the concepts of the Plate Tectonics, Stratigraphic Terranes, Compression and Transpression – New Exploration Frontiers, AAPG Memoir 108 Capitulo 9 en “Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Colombia Caribbean Margin Estado: en impresión 2015

- Aspden, J. A., Mccourt, W. & Brook, M. 1987. Geo- chemical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic Plutonic History of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144, 893 – 905.
- Aspden, J.A., Millward, D. & Nivia, A.G., (1984), Mapa geológico preliminar de la Plancha 279, Dagua. Escala 1:100.000, Ingeominas., Bogotá.
- Ayala, C., Bayona, G. et al. 2012. The Paleogene synorogenic succession in the Northwestern Maracaibo Block: tracking intraplate uplifts and changes in sediment delivery systems. *Journal of South America Earth Sciences*, 39, 93 – 111, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.005>.
- Barrero, D., (1979). Geología of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicación Especial Ingeominas*, 4, 75 p.
- Barrero, D., y Vesga, J., (1976). Mapa geológico del cuadrángulo K-9, Armero, y parte del sur del J-9, La Dorada, Escala 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.
- Barrero, D., Alvarez, J., y Kassem, T., (1969). Actividad ígnea y tectónica de la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. *Boletín Geológico de Ingeominas*, v. 17, 1-3, p 145-173. Bogotá.
- Basin Research, 8, 105 – 123.
- Bayona, G. & Lawton, T. 2003. Fault-proximal stratigraphic record of episodic extension and oblique inversion, Bisbee Basin, Southwestern New Mexico, USA. *Basin Research*, 15, 251 – 270.
- Bayona, G. & Thomas, W. A. 2003. Distinguishing fault reactivation from flexural deformation in the distal stratigraphy of the Peripheral Blountian Foreland Basin. *Basin Research*, 15, 503 – 526.
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C. & Linares, R. D. 2003. The Fusagasuga´ succession: a record of the complex latest Cretaceous – pre-Miocene deformation between the Magdalena Valley and Sabana De Bogotá areas. In: VIII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia. ACGGP (Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo), Bogotá, 180 – 193.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Ariztizabal, J. & Reyes-Harker, A. 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous – Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 1171 – 1197.
- Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Reyes-Harker, A. & Torres, V. 2007. Paleocene – Middle Miocene flexural-margin migration of the Nonmarine Llanos Foreland Basin of Colombia. *CT&F Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3, 141 – 160.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Ariztizabal, J. & Reyes-Harker, A. 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous – Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 1171 – 1197.
- Bayona, G., Montenegro, O. et al. 2010. Estratigrafía, Procedencia, Subsistencia Y Exhumación De Las Unidades Paleógenas En El Sinclinal De Usme, Sur De La Zona Axial De La Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 35, 5 – 35.
- Bayona, G., Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Ojeda, G. & Valencia, V. 2011. Intraplate subsidence and basin filling adjacent to an oceanic arc – continental collision; a case from the Southern Caribbean – South America plate margin. *Basin Research*, 23, 403 – 422.
- Bayona, G., Cardona, A. et al. 2012. Early Paleogene Magmatism in the Northern Andes: insights on the effects of Oceanic Plateau – Continent Convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, 331 – 332, 97 – 111.
- Beaumont, C. 1981. Foreland basins. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 65, 291 – 329.
- Beltrán, N. & Gallo, J., (1968), The Geology of the Neiva Sub-Basin. Upper Magdalena Basin, Southern portion, Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists. *Geological Field-Trips Colombia 1959 - 1978*. I, 253 - 275, Bogotá.
- Bermúdez, H., y Morcote, A., (1995). Control Tectónico y Eustático en el registro estratigráfico del Cretácico Superior al Noroccidente del Valle Superior del Magdalena. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá.
- Biddle, K., Cristie-Blick, N., 1985. Strike-slip deformation basin formation and sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 37, 386 p.

- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P., Baby, P., Laumonier, B. & Giuliani, G. 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of the Cordillera Oriental (Guateque – Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 391 – 407.
- Buchanan, P. G. & McClay, K. R. 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*, 188, 97 – 115.
- Buchanan, P. & McClay, K. 1992. Experiments on basin inversion above reactivated domino faults. *Marine and Petroleum Geology*, 9, 486 – 500.
- Burbank, S. L. & Allen, P. A. 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. *AAPG Bulletin*, 79, 1495 – 1514.
- Burbank, D., Beck, R. & Mulder, T. 1996. The Himalayan foreland basin. In: Yin, A. & Harrison, M. (ed.) *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 148 – 188.
- Bürgl, H., (1958). El Jurásico e Infracretáceo del río Batá, Boyacá. *Boletín Geológico, Ingeominas, Bogotá*, 6(1-3):169-211.
- Bürgl, H., (1961a). Geología de los alrededores de Ortega, Tolima. *Boletín Geológico Univ. Industrial de Santander, Bucaramanga*, 8: 21-38
- Burke, K., Fox, P. J., y Sengor, M.C., (1978). Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, B8, p. 3949-3954.
- Butler, K., y Schamel, S., (1988). Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p 109-120.
- Butler, R. W. H. 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust systems evolution in the Western Alps. In: Cooper, M. A. & Williams, G. D. (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 44, 105 – 122.
- Caballero, V., Parra, M., Mora, A., López, C., Rojas, L. E. & Quintero, I. 2013. Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick-skin orogens: a case study in the Magdalena Valley, Colombia. In: Nemcok, M., Mora, A. R. & Cosgrove, J. W. (eds) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377, first published online March 8, 2013, <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.4>
- Cáceres, C., Cediél, F. & Etayo, F. (2005). Guía introductoria de La distribución de facies sedimentarias de Colombia. *Publicación Especial Ingeominas*. 47p.
- Caicedo, J. C., y Roncancio, J. H., (1994), El Grupo Gualanday como ejemplo de acumulación sintectónica, en el Valle Superior del Magdalena, durante el Paleógeno, en: Etayo-Serna, F., (ed.), *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena: Universidad Nacional de Colombia-Ecopetrol*, capítulo X.
- Campbell, C. J., (1968). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting, Fourth Caribbean Geological Conference, 1965, Port Spain, Trinidad, p. 247-261.
- Campbell, J. C. and Bürgl, H., (1965). Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 567-590.
- Cardona, A., Valencia, V. et al. 2011. Early Subduction Orogeny in the Northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, Northern Colombia. *Terranova*, 23, 26 – 34.
- Cardona, J., & Gutiérrez, Z., (1995). Estratigrafía y ambientes de depósito de la formación Carbonera en un área al Noreste de Yopal – Casanare (Colombia). Tesis Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá. 100pp, 20 fig.
- Case, J. E., Barnes, J., París, G., González, H., Viña, A., (1973). Trans-Andean geophysical profile, Southern Colombia, *Geological Society of America Bulletin*, v., p. 2895-2904.
- Case, J. E., Durán, L. G., López, A., Moore, R., (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá, *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, 10, p. 2685-2712.
- Castillo, J. E., y Mojica, J., (1990). Determinación de la orientación de esfuerzos actuales a partir de deformaciones tectónicas ("breakouts") en algunos pozos petroleros de los Llanos Orientales y del Valle Medio del Magdalena, Colombia, *Geología Colombiana*, v. 17, p. 123-132, Bogotá.
- Catuneanu, O., (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

- Catuneanu, O., Galloway, W., Kendal, C., Miall, A., Posamentier, H., Strasser, A. & Tucker, M.; (2011): Sequence Stratigraphy: Methodology and nomenclature. Newsletters on Stratigraphy. Special number 44/3. Stuttgart.
- Cazier, E. C., Hayward, A. B., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J. F. & Leel, W. G. 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos basin foothills, Colombia. AAPG Bulletin, 79, 1444 – 1463.
- Cediel, F., Shaw, R. & Ca´ceres, C. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, R. & Blickwede, J. (eds) The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. AAPG, Memoirs, 79, 815 – 848.
- Chenevart, Ch., (1963). – Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amérique latine. Ecl. Geol. Helv., vol. 56, n° 2, pp. 907-927, 7 fig., Basel.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Jwerne, P., y Rudkiewicz, J. L., (1990). Tectonic Style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In Letouzey, J., (ed.) Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, Editions Technip, Paris, p. 81-100.
- Colleta, B., Roure, F., DeToni, B., Loureiro, D., Pas-salaqua, H. & Gou, Y. 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. Tectonics, 16, 777 – 794.
- Cooper, M. A., Adisson, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., y Taborda, A., (1995), Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 79, No. 10, p. 1421-1443.
- Corrigan (H.T.), (1967). – Guidebook to the geology of the Upper Magdalena Basin, Northern portion). Colombian. Soc. Petr. Geol. Geoph., 43 pp., 3 fig., 1 cuadro, 1 mapa, Bogotá.
- Corte´s, M., Colleta, B. & Angelier, J. 2006. Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 21, 437 – 465.
- Coward, M. 1994. Inversion tectonics. In: Hancock, P. (ed.) Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, 289 – 304.
- Cuervo, E. A. And Ramírez, A., (1985). Estratigrafía Y Ambiente De Sedimentación De La Formación Cacho En Los Alrededores De Bogotá. Tesis Pregrado Geología. Univ. Nacional De Colombia, Depto. De Geociencias, Bogotá, 100 P.
- De Porta, J. 1966. Geología del extremo sur del Valle Medio del Magdalena. Boletín Geológico Universidad Industrial de Santander, 22 – 23, 1 – 347.
- DeCelles, P. & Giles, K. 1996. Foreland basin systems.
- DeCelles, P. G. & Horton, B. K. 2003. Early to Middle- tertiary Foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. Geological Society of American Bulletin, 115, 58 – 77.
- Dengo, C. A. & Covey, M. C. 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. AAPG Bulletin, 77, 1315 – 1337.
- Dengo, C. A., y Covey, M. C., (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implication for Trap Styles and Tectonics, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, no. 8 p. 1315-1337.
- Diaz, L., (1994a). Distribución de las facies siliciclásticas correspondientes a la formación arenisca Tierna y equivalentes en el valle superior del Magdalena. In: f. Etayo serna (ed.), estudios Geológicos del valle superior del Magdalena. Chapter iv, univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 15 p.
- Diaz, L., (2010). Amazon Tectónico y sedimentación de las cuencas del Eoceno superior en Colombia, Revista Geo Petroleo No.8., Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo. Bogotá. 5-11p.
- Diaz, L., Umaña, J., y Ramos, B., (2008). Modelo estructural de la Cordillera Oriental, basados en el concepto de transpresión y vectores resultantes en frentes de fallas con componente sigma 1 no perpendicular, Sur América. Congreso Colombiano de Geología.
- Diaz, L., y Ramos, B., (2004). Mapa Geológico de Colombia, Sur América. Ariana Limitada, ed Especial.
- Diaz, R., Diaz, L., y Figaredo, J., (2004) Perfiles Regionales de Colombia con compensación gravimétrica, Revista de Geofísica, Maestría de Geofísica Universidad Nacional de Colombia. No. 5. Pg 25.
- Duncan, R.A., y Hargraves, R. B., (1984). Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, en Bonini, W. E., Hargraves, R. B., y Shagam, R., eds., The Caribbean-South America Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoir 162, p. 81-94.

-
- Duque, A., y Perez, V., (1990), Facies y paleoambientes de la Formación Gualanday Superior con base en secciones aflorantes en Prado, Carmen de Apicala y Ortega (Tolima, Colombia). Trabajo de grado no publicado, Universidad Nacional de Colombia: Santa fe de Bogota, 123 p, 3 figs. Fuera de texto.
- Duque-Caro, H. (1990b). Estratigrafía, Paleoceanografía y Paleobiogeografía de la Cuenca del Atrato y la evolución de Panamá. - Bol. Geológico Ingeominas, 31(1), 3-46, Bogotá.
- Duque-Caro, H. (1990c). El bloque del Chocó en el noroccidente colombiano: implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas. - Bol. Geológico Ingeominas, 31(1), 47-71, Bogotá.
- Duque-Caro, H., (1990a), The Chocó Block in the north western corner of South America: Tectonostratigraphic and paleogeographic implications., Galley Proofs Journal of South American Geol. (Submitted).
- Embry, A. F., Johannessen, E. P., (1992): T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En: Vorren, T. O., Berg - sager, E., Dahl-Stamnes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T. B. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- Etayo, F., Renzoni, G. & Barrero, D.; (1969): Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. Memoria 1er. Congreso Colombiano de Geología. Universidad Nacional de Colombia. Pp. 217-252. Bogotá.
- Etayo, F.; (1979): Zonation of the Cretaceous of central Colombia by ammonites. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas No. 2, pp1-186. Bogotá.
- Etayo_Serna, F., Barrero, D., y 23 coautores, (1983), Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del Instituto de Investigaciones Geológico Mineras (Ingeominas. Nº 14, 235, p. Bogotá.
- Etayo_serna, F., y LAVERDE, F., (eds.), (1985), Proyecto Cretácico, Publicaciones Geológicas Especiales del Instituto de Investigaciones G Mineras.
- Etheridge, M. A. 1986. On the reactivation of extensional fault systems. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A317, 179 – 194.
- Fabre, A. 1981. Estratigrafía de la Sierra Nevada del Cocuy, Boyacá y Arauca, Cordillera Oriental (Colombia). Geología Norandina, 4, 3 – 12.
- Fabre, A. 1987. Tectonique et géneration d'hydrocarbures: un modèle de l'évolution de la Cordillère Orientale De Colombie et du bassin de Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire. Archives des Sciences Gene`ve, 40, 145 – 190.
- Fabre, A., (1983), Geología de la extremidad sur de La Sierra Nevada del Cocuy y los alrededores de La Salina y Sácama. - Plancha 153 - Chita. Boyacá, Arauca y Casanare., Ingeominas. Bogotá. Informe Nº 1911, 2, 34, 1911, Bogotá.
- Fabre, A.; (1985): Dinámica de la sedimentación en la Región de la Sierra Nevada del Cocuy, Cordillera Oriental de Colombia. Contribuciones del Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas No. 16 pp XIX 1 - XIX 20. Bogotá.
- Fajardo-Peña, G. 1998. Structural Analysis and Basin Inversion Evolutionary Model of the Arcabuco, Tunja and Sogamoso Regions, Eastern Cordillera, Colombia. MSc thesis, University of Colorado, Boulder, CO.
- Flemings, P. B. & Jordan, T. E. 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research – Solid Earth, 94, 3851 – 3866.
- Ford, M., Williams, E. A., Artoni, A., Verges, J., and Hardy, S., (1997). Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees: Journal of Structural Geology, v. 19, No. 3-4, p. 413-441.
- Forero, O., (1974) Eocene of Northwestern South America. TESIS: (M.Sc.)- University ofTulsa Descrip. Fis. Doc.: 90 p., 35 ilustraciones, 68 referencias. Tamaño carta. 13 mapas, 2 cortes, 3 columnas, 6 tablas, 11 figuras.
- Franco, R., Peña J., (1990). Cartografía y Estratigrafía del Sinclinal de Usme. Tesis de grado Universidad Nacional de Colombia 220p.
- Galvis, J. N., Huguett, A., y Ruge, P., (1979). Geología de la Amazonía Colombiana. Boletín Geológico del Ingeominas, 22, 3, p. 3-86, Bogotá.
- Garner, A. (1926). – Suggested Nomenclature and Correlation of the Geological Formations inVenezuela. Petrol. Develop. Technol. in 1925, Amer. Ins. Min. Met. Eng., pp. 677-684, NewYork.

- Germeraad, J. Hopping, C. & Muller, J. (1968). Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. *Review of Paleobotany and Palynology*. Vol. 6. No. 3/4, 189-357p. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R. W., Hegarty, K. & Kelley, S. 2005b. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern Middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 547 – 569, <http://dx.doi.org/510.1130/B25454.25451>
- Gómez, E. & Pedraza, P. 1994. El Maastrichtiano de la región de Honda – Guaduas, límite norte del Valle Superior del Magdalena: registro sedimentario de un delta dominado por ríos trenzados. In: Etayo-Serna, F. (ed.) *Estudios Geológicos Del Valle Superior Del Magdalena*. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 20.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S. & Heizler, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 131 – 147.
- Gómez, E., (2001), Tectonic controls on the Late Cretaceous to Cenozoic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia [Ph.D. thesis]: Ithaca, New York, Cornell University, 619 p.
- Gómez, E., Jordan, T. E., (1998). Relative timing of Cenozoic deformation of the Middle Magdalena Valley Basin and bounding mountain ranges, Colombia. *AAPG / SEPM UAL Meeting Abstracts with programs*, May 17 – 20, 1998. Salt Lake City, Utah.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Hegarty, K. y Kelly, S., (1999b). Diachronous deformation of the Central and Eastern Andean Cordilleras of Colombia and Syntectonic Sedimentation in the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia, in: *Extended Abstracts, 4th International Symposium on Andean Geodynamics, IRD-ORSTOM, Göttingen, Germany, October 4-6, 1999*. p. 287-290.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Kelly, S. y Baquero, E., (1998). Building a constrained tectono-sedimentologic model of continental sedimentation: Evolving Tertiary paleogeography of the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, October 22-26, 1998, Toronto, Canada.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Kelly, S. y Heizler, M., (1999a). Late Cretaceous and Cenozoic Basin Architecture of the Southernmost Middle Magdalena Valley, Colombia: Multiple Constraints on Syndeformational Sedimentation. *AAPG / SEPM 1999 Annual Meeting, Abstracts with programs*, April 11-14, San Antonio, Texas.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., and Cardozo, N., (2005b). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *GSA Bulletin*; September/October 2005; v. 117; no. 9/10; p. 1272–1292; doi: 10.1130/B25456.1; 17 figures; 1 table; Data Repository item 2005148.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R., Hegarty, K. and Kelley, S., (2005a). Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *GSA Bulletin*; May/June 2005; v. 117; no. 5/6; p. 547–569; doi: 10.1130/B25454.1; 15 figures; 3 tables.
- González, E., (1967). A palinologic study on the upper Los Cuervos and Mirador Formations (Lower and middle Eocene, Tibú area, Brill, E.J., 68 pp.
- Guerrero, J., & Sarmiento, G., (1996). Estratigrafía Física, palinológica, sedimentológica y secuencial Del Cretácico superior y Paleoceno Del Piedemonte Llanero. *Implicaciones en exploración Petrolera*. *Geología Colombiana* 20: 3-66.
- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. & Schmitt, A. K. 2011. Neogene to Quaternary Broken Foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (258S). *Tectonics* 30, 27, <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002703>
- Hayward, A. B. & Graham, R. H. 1989. Some geometrical characteristics of inversion. In: Cooper, M. A. & Williams, G. D. (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 44, 17 – 39.
- Heller, P. L., Angevine, C. L., Winslow, N. S. & Paola, C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16, 501 – 504.
- Hettner, A. (1892). – Die Kordillere von Bogotá. *Peterm. Nitt., Erg.-Bd. 22, Heft nº 104, 131 pp., 9 fig., 2 Taf. (Kart, Prof.)*.

-
- Hilley, G. E. & Strecker, M. R. 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: quebrada Del Toro Basin, NW Argentina. *Geological Society of American Bulletin*, 117, 887 – 901.
- Hoffstetter, R., (1970).-Colombitherium tolimense Pyrothérien nouveaux de la Formation Gualanday (Colombia). *Annales de Paléontologie*, 56 (2):149-169, 7 figs., 1 pl.
- Horton, B. K., Parra, M. et al. 2010a. Resolving uplift of the Northern Andes using detrital zircon ages. *GSA Today*, 20, 4 – 9.
- Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra,
- Hubach (E.), (1945) (escrito en 1933). – La región de Panga Panga, al Noreste de Choachí (Departamento de Cundinamarca). *Comp. Est. Geol. Of. Colombia*, t. 6, p. 34, y lám. 8, Bogotá.
- Hubach (E.), (1950). – Reconocimiento del área La Calera-Sopó-Guatavita-Guasca, Cundinamarca, *Ibid.*, t. 8, pp. 85-97, lám. 9-11, Bogotá.
- Hubach, E., (1957a), *Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores.*, *Ingeominas. Bol. Geol.* Vol. 5 N° 2, 93 - 112, Lams. 2, Bogotá.
- Hunt, D., Tucker, M. E., (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1–9.
- Ibañez-Mejía, M., Ruiz, J., Gehrels, G., Mora, A., Cardona, A. & Valencia, V. 2009. Detrital zircon of low-grade metasediments from the basement of the north Andean Llanos foreland basin – Colombia: provenance signatures of Early Iapetan passive margin deposits in northwestern Amazonia. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 41, 662.
- Jaramillo, C. & Dilcher, D.L., (2001).- Middle Paleogene palynology of Central Colombia, South America: A study of pollen and spores from tropical latitudes. *Palaeontographica Abt. B*, 258:1-213, 14 figs., 6 tabs., 24 pls.
- Jaramillo, C., Bayona, G., Pardo, A., Rueda, M., Torres, V., Harrington, G and Mora, G. (2007). The Palynology of the Cerrejón Formation (upper Paleocene) of Northern Colombia. *Palynology* Vol 31. *Amm. Ass. Of Strat. Palynologists*. 153-190p.
- Johnson, J. G., Murphy, M. A., (1984). Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1349–1359.
- Johnsson, M. J., Stallard, R. F. & Lundberg, N. 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River Drainage Basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1622 – 1647.
- Jordan, T. E. 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States. *AAPG Bulletin*, 65, 2506 – 2520.
- Julivert, M., (1963). Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de estructuras, *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander*, 13-14, p. 5-102, Bucaramanga.
- Kammer, A. & Sanchez, J. 2006. Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 412 – 422.
- Kammer, A., (1999). Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental, *Geología Colombiana*, 24, p. 29-53.
- Kellogg, J. y Bonini, W., (1982), Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate., *Amr. Geoph. Union. Europ. Geoph. Soc. Washington Tectonics*. Vol. 1 N° 3, 251- 276, 2, 13, Washington.
- Kellogg, J.N. y Vega, V., (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from global positioning system geodetic studies and gravity, *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, *GSA Spec. Paper* 295, p. 75-90.
- Kluth, C. F. & Coney, P. J. 1981. Plate Tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Geology*, 9, 10 – 15.
- Kroonenberg, S. y Diederix, H., (1982), *Geology of south - central Huila, uppermost Magdalena Valley, Colombia.*, *Asoc. Col. de Geol. y Geof. del Petrol. XXI Field Conference. (Primera Parte)*, 39, 1, Bogotá. Ladd, J. W., Truchan, M., Talwani, M., Stoffa, P., Bulh, P., Houtz, R., Mauffret, A., y Westbrook, G., 1984. Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean, in: Bonini, W. E.,
-

- Laverde, F., (1989). Stratigraphy of the Tertiary sequence southwest of Bogotá, Colombia, northeastern Upper Magdalena Valley – western border of the Cordillera Oriental. M.Sc. Thesis, Univ. of South Carolina, Columbia, SC., 66 p.
- M., Reyes-Harker, A. & Stockli, D. F. 2010b. Linking sedimentation in the Northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: evidence from detrital zircon U – Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of American Bulletin*, 122, 1423 – 1442.
- Marshak, S., Karlstrom, K. E. & Timmons, J. M. 2000. Inversion of proterozoic extensional faults, an explanation for the pattern of Laramide and ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology*, 28, 735 – 738.
- Mc Court, W. J., Aspden J. A., y Brook, M., (1984), Nw Geological and Geochronological Data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion, *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 831-845.
- McLaughlin, D. & Arce, M. 1975. Mapa Geológico Del Cuadrangulo K-11, Zipaquirá. Ingeominas. Bogotá.
- Menning, M., Alekseev, A. S., Chuvashov, B. I., Davydov, V. I., Devuyt, F.-X., Forke, H. C., Grunt, T. A., Hance, L., Heckel, P. H., Izokh, N. G., Jin, Y.-G., Jones, P. J., Kotlyar, G.V., Kozur, H.W., Nemyrovska, T. I., Schneider, J.W., Wang, X.-D., Weddige, K., Weyer, D., Work, D. M., (2006). Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous– Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 318–372.
- Miall A.D., (1978) *Architecture Facial of the Alluvial Deposits SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*.
- Miall A.D., (1992). *Alluvial Deposits*, en Walker, R., y James, N., *Facies Models, response to the sea level change: Geological Association of Canada*, p. 119-142.
- Montes, C., Hatcher, D. Jr. & Restrepo-Pace, P. 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras – Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399, 221 – 250.
- Mora, A. 2011. Evaluating foreland basin partitioning in the Northern Andes using Cenozoic fill of the Florista Basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Basin Research*, 23, 377 – 402.
- Mora, A., Horton, B. et al. 2010. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: implications for petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 94, 1543 – 1580.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimate, C. & Rodriguez, F. 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25, TC2010, <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001854>.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Hooghiemstra, H., Torres, V. & Vallejo-Jaramillo, J. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 930 – 949.
- Mora, A., Reyes-Harker, A. et al. 2013. Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. In: Nemcok, M., Mora, R. & Cosgrove, J. W. (eds) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377, first published online March 8, 2013, <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.6>
- Morales, L. G., and The Colombian Petroleum Industry, (1956). General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia. In: L. G. Weeks (ed.), *Habitat of the Middle and Upper Magdalena basins, Colombia. Oil - a symposium, A.A.P.G.* p. 641-695.
- Morales, L. G., Podesta, D. J., Hatfield, W. C., Tanner, H., Jones, S. H., Barker, M. H., O'Donoghue, D. J., Mohler, C. E., Dubois, E. P., Jacobs, C., y Goss, C. R., (1958), General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia: *Habitat of Oil Symposium, American Association of Petroleum Geologists*. P. 641-695.
- Moretti, I., Rodriguez, G., Mayorga, M. & Mondragon, J. 2010. Integrated exploration workflow in the south Middle Magdalena Valley (Colombia). *Journal of South America Earth Sciences*, 29, 187 – 197.
- Notestein, F.B., Bowler, J.W. & Hubman, C.W., (1944), *Geology of The Barco Concession, Republic of Colombia, South America.*, *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 55, 1165 - 1216, 6, 12, New York.

- Nummedal, D., (1992). The falling sea-level systems tract in ramp settings. In: SEPM Theme Meeting, Fort Collins, Colorado (abstracts), p. 50.
- ODSN. Plate Tectonic Reconstruction Service. Recuperado de www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html
- Pardo, A. (2004). Paleocene – Eocene palynology and palynofacies from northeastern Colombia and western Venezuela. PhD thesis, Université de Liège Parra, M., Mora, A. et al. 2009a. Orogenic Wedge advance in the Northern Andes: evidence from the Oligocene – Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 780 – 800..
- Pardo, A., and Roche E., (2009). Paleocene Eocene palynology and palynofacies from northeastern Colombia and Venezuela. Cuaderno de Investigación N° 41, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Caldas. 333pp. Manizales, Colombia.
- Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L. E. & Horton, K. 2012. Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust-belt hinterlands: example from the Colombian Andes. *Geology*, 40, 175 – 178.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E., Strecker, M. R. & González, R. 2009b. Episodic orogenic front migration in the Northern Andes: constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 28, 1 – 27.
- Pennington, W. D., (1981)., Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America, *Journal of Geophysical Research*, v. 86, B11, p. 10753-10770.
- Perez, G. & Salazar, A. 1978. Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. *Geología Colombiana*, 10, 7 – 85.
- Pilger, R. H. Jr., (1983). Kinematics of the South American Subduction Zone from Global Plate reconstructions. In: Ramos Cabre, S. J., (ed.). *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*. American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, v. 9, p. 113-125.
- Pilsbry (h.a.) & Olsson (A.A.), (1935). – Tertiary fresh-water mollusks of the Magdalena embayment, Colombia, *Ibid.*, 87, pp. 7-20, 5 pl., Philadelphia.
- Pindell, J. L., Higgs, R., y Dewey, J. F., (1998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. En: Pindell, J. L., and Drake, C. L (eds), *Paleogeographic evolution, and non-glacial eustasy, northern South America*. Society for Sedimentary Geology (SEMP), *Special Publication No. 58*, p 45-85.
- Pindell, J. L., Kennan, L., Maresch, W. V., Stanek, K.-P., Draper, G. & Higgs, R. 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc – continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Ave Lallemand, H. G. & Sisson, V. B. (eds) *Caribbean – South American Plate Interactions, Venezuela*. Geological Society of America, *Special Paper*, 394, 394, 7 – 52.
- Pindell, J., George, Jr., R. P., Cristancho, J. and Higgs, R., (1997). Clarification Of The Late Cretaceous-Paleogene Evolution Of Colombia. In *Simposio Bolivariano Exploración Petrolera En Las Cuencas Subandinas*, Bogotá, Tomo I: 129-132.
- Plint, A. G., Nummedal, D., (2000). The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D., Gawthorpe, R. L. (Eds.), *Sedimentary Response to Forced Regression*, vol. 172. *Geol. Soc. London Special Publication*, pp. 1–17.
- Porta, J. de & Solé de Porta, N., (1962).- Discusión sobre las edades de las formaciones Hoyón, Gualanday y La Cira en la región de Honda-San Juan de Río seco. *Boletín de Geología*, 9:69-85, 1 fig., 1 lám.
- Porta, J., (1965). La estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo S del Valle Medio del Magdalena. Univ. Industrial de Santander, Bucaramanga, *Boletín Geológico* (19): 5-30.
- Porta, J., (1966), *Geología del Extremo Sur del Valle Medio del Magdalena*, Boletín Geológico Universidad Industrial de Santander, 22-23, p. 1-347.
- Porta, J., (1974), *Lexique Stratigraphique International, Amérique Latine, Colombie*, volume V, fascicule 4 b. Tertiaire et Quaternaire. Union Internationale Des Sciences Géologiques, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 672 p.
- Posamentier, H.W., Morris, W. R., (2000). Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: Hunt, D., Gawthorpe, R. L. (eds.), *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, *Special Publication 172*, 19–46.

- Posamentier, H.W., Vail, P. R., (1988). Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, 125–154.
- Potter, P. E., Maynard, J. B. & Depetris, J. P. 2005. *Mud and Mudstones, Introduction and Overview*. Springer, Berlin.
- Raasveldt (H.C.), (1956). – Mapa geológico de la República de Colombia: Inst. Geol. Nal., Plancha L. 9 (Girardot), Esc. 1 : 200 000, Bogotá.
- Raasveldt, H & Carvajal, J. et al., (1957). – Mapa geológico de la República de Colombia, Plancha M 8 (Ataco), Esc. 1 : 200 000, Serv. Geol. Nal., Bogotá.
- Radelli (L.), (1967). – Géologie des Andes Colombiennes, Thèse Fac. Sc. Univ. Grenoble, pp. 1-455, B1-B12, 162 fig., Grenoble.
- Restrepo, P.A., (1992). Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 97-116.
- Restrepo-Pace, P., Colmenares, F., Higuera, C. & Mayorga, M. 2004. A fold-and-thrust belt along the western Flank of the Eastern Cordillera of Colombia – style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. In: McClay, K. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. AAPG, Memoirs, 82, 598 – 613.
- Restrepo-Pace, P.A., (1995). Late Precambrian To Early Mesozoic Tectonic Evolution Of The Colombian Andes, Based On New Geochronological, Geochemical And Isotopic Data. Ph.D. Thesis. Univ. Arizona, 195 P.
- Reyes, A. 1996. Sedimentology and stratigraphy and its control on porosity and permeability Barco Formation, Cusiana Field, Colombia. Master's thesis, University of Reading, Reading.
- Riba, (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation, *Sedimentary Geology*, v. 15, p. 213-233.
- Roeder, D. And Chamberlain, R. L., (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene Crustal Evolution, in Tankard, A. J., Suárez, R., and Welsink, H. J., (eds.), *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 633-645.
- Rolon, F., & Numpaque, L.; (1997): Análisis estratigráfico secuencial del Cretácico inferior en el VMM sector piedemonte occidental de la Cordillera Oriental. Empresa colombiana de Petróleos Ecopetrol- Geosurvey Ltda.
- Royo y Gomez, J., (1942), Los deslizamiento del Valle de Tenza y el proyectado embalse para el acueducto de Guateque (Departamento de Boyacá). Geología y paleontología de la región., Min. de Minas. Bogotá. Compilación de estudios geológicos oficiales de Colombia. Tomo V., 327 - 74,2,21, Bogotá.
- Rubio, R.; (1997): Esquemas Cronoestratigráficos Cuencas de Colombia. Informe Interno. Empresa Colombiana de Petroleos Ecopetrol S.A.
- Salazar, A., (1992). Depositional and paleotectonic settings of the Cretaceous sequence, Upper Magdalena Valley, Colombia. PhD. Dissertation, University of South Carolina, Columbia S.C., 200 p.
- Sarmiento L. F.; (1989): Stratigraphy of the Cordillera Oriental WEST OF Bogotá, Colombia. MSc, thesis Univ. South Carolina, 102 p.
- Sarmiento L. F; (2011): Geology and Hidrocarbon Potential Middle Magdalena Basin. En *Petroleum Geology of Colombia*, eds Cediell, F. & Ojeda, G. Agencia Nacional de Hidrocarburos ANH.
- Sarmiento, G. (1994) Estratigrafía, Palinología y Paleoecología de la formación Guaduas (Maastrichtiano – Paleoceno; Colombia) *Bol. Geol.* 20, 1-192 pp.
- Sarmiento, G., (1992a). Estratigrafía y medios de depósito de La Formación Guaduas. *Bol. Geol.* 32-1, Bogota.
- Sarmiento, G., (1993). Estratigrafía, palinología y paleoecología de la Formación Guaduas (Maastrichtiano Paleoceno Colombia), *Academisch Proefschrift*. Ph.D. Thesis Univ. Of Amsterdam, Amsterdam, 192 p.
- Sarmiento-Rojas, L. F. (2001). Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from Tectonic Models. *Ecopetrol – Netherlands Research School of Sedimentary Geology, Bogota*, Publication, 295.

- Schamel, S., (1991), Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia, in Biddle, K. T., (ed.), Active Margin Basins, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 52, p. 283-301.
- Scheibe (R.), (1934b). – Observaciones casuales sobre la estructura, geológica de la Cordillera Oriental, *Ibid.*, t. 1, pp. 65-90, fig. 12-16, Bogotá.
- Scheibe (R.), (1934c). – Informe geológico sobre las carboneras del Salto. *Ibid.*, t. 2, pp. 299-300, Bogotá.
- Scheibe (R.), (1934a). – Informe sobre los yacimientos de Carbón en las haciendas de "San Jorge y Llano de Animas" en el Municipio de Zipaquirá. *Ibid.*, t. 1, pp. 15-38, 8 fig., 1 croquis, f.t., Bogotá. *Reprod. Ibid.*, 1950, t. 8, pp. 13-21, 4 lám., Bogotá.
- Scheibe, E. (1938). – Estudios Geológicos sobre la Cordillera Oriental Est. Geol. Paleont. Cord. Orient. Col., Iª parte, 58 pp., 2 fg., 5 lám. fotos, 1 lám. cortes, 1 mapa 1: 1000000 f.t., Bogotá.
- Sclater, J.G. & Christie, P. (1980) Continental Stretching: An Explanation of the Post-Mid- Cretaceous Subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85, 3711-3739.
- Sibson, R. H. 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7, 751 – 754.
- Sibson, R. H. 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault valve action. In: Buchanan, J. G. & Buchanan, P. G. (eds) Basin Inversion. Geological Society, London, Special Publications, 88, 3 – 19.
- Sinclair, H. D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 324 – 346.
- Sobel, E. R. & Strecker, M. R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic Landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research*, 15, 431 – 451.
- Sobel, E. R., Hilley, G. E. & Strecker, M. R. 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research*, 108, (B7), 2344, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB001883>
- Solé de Porta, N., (1970).- Estudio esporo-palínico de la Formación Guaduas (Maastrichtiense-Paleoceno) en la Sabana de Bogotá, Colombia. Resumen de la Tesis. Secretariado de Publicaciones. Universidad de Barcelona.
- Solé de Porta, N., (1971).- Algunos géneros nuevos de polen procedentes de la Formación Guaduas (Maastrichtiense-Paleoceno) de Colombia. *Studia Geologica*, 2: 133-143, 3 láms.
- Solé de Porta, N., (1974).- Formación Guaduas. In: Porta, J. de 1974. *Lexique Stratigraphique International Vol. V, Fascicule 4b Colombia. Tertiaire et Quaternaire. Centre National de la Recherche Scientifique:275-283,fig. 11, Cuadro IX.*
- Steckler, M.S., Watts, A.B., (1978). Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 1-13.
- Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R. & Trauth, M. H. 2007. Tectonics and climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 747 – 787.
- Strecker, M. R., Alonso, R. et al. 2009. Does the topographic distribution of the Central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology*, 37, 643 – 646.
- Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B. & Sobel, E. R. 2011. Structural, geomorphic and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the Central Andes in Bolivia and NW Argentina, in *Recent Advances*. In: Busby, C. & Azor, A. (eds) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell, Boston, MA.
- Stutzer (O.), (1934b). – Sobre la geología de la parte media del Valle del Magdalena, *Ibid.*, t. 2, pp. 183-209, 2 fig., Bogotá.
- Suárez, M., (1997). Tectonoestratigrafía Del Terciario Y Potencial Petrolífero De La Formación La Paz, Cuenca Del Valle Medio Del Magdalena (Parte Norte), Colombia. *Vi Simposio Exploración Petrolera En Las Cuencas Subandinas, Tomo II: 95-98.*
- Suescún (D.) & Taborda (B.), (1949). – Geología del área de Payandé, Dpto. Tolima, *Ibid.*, Informe nº 770 (inédito), 23 pp., 1 mapa, Bogotá. En Porta 1974.
- Suppe, J., Chou, G.T., And Hook, S. C., (1992), Rates of folding and faulting determined from growth strata, in McClay, K, R., editor, *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, P. 105-121.

- Taboada, A., Rivera, L. A. et al. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787 – 813.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Hervé, P., Harmen, B., Olaya, J., and Rivera, c., (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, 19, 5, p. 787-813.
- Téllez, N & Navas, J., (1962).- Interferencia de direcciones en los pliegues cretácico-terciarios entre Cuello y Gualanday. *Boletín de Geología*, 9: 45-61, 3 figs., 1 mapa.
- Thouret, J. C. (1989). Geomorfología y crono-estratigrafía del macizo volcánico RuizTolima (Cordillera Central Colombiana). En: Van Der Hammen, T., Díaz-Piedraita, S., y alvarez, V. J., (eds). *Estudios de ecosistemas tropandinos, V. 3. La Cordillera Central Colombiana. Transecto Parque Los Nevados, segunda parte*, p. 257-277.
- Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Flonch, N., Le Cornec-Lance, S. & Sassi, W. 2004. Thermal and kinematic evolution of the Eastern Cordillera fold and thrust belt, Colombia. In: Swennen, R., Roure, F. & Granath, J. W. (eds) *Deformation, Fluid Flow, and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts. AAPG, Hedberg Series*, 1, 79 – 115.
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, B.J., Mehnert, H.H. and Cebula, G.T., (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 85(2): 273-284. , Colombia.
- Vail, P.R., Audemar, F., Bowman, S., Eisner, P.N. & Perez, G.; (1990): Stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - and overview. en: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher ed. *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 617-659.
- Van Der Hammen (Th.), (1954). – El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos, I: Maestrichtiano hasta Terciario más inferior (Una investigación Palynológica de la Formaeión de Guaduas y equivalentes), *Bol. Geol Inst. Geol. Nal.*, t. 2, nº 1, pp. 49-106, pl. I-VII, 1-21, Bogotá
- Van Der Hammen (Th.), (1956). – Nomenclatura palinológica sistemática, *Ibid.*, vol. 4, nº 1-2, pp. 23-62, 12 lám, Bogotá.
- Van Der Hammen (Th.), (1957a). – Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental), *Ibid.*, vol.. 5, 1957, nº 2, pp. 187-303, 3 pl., Bogotá.
- Van Der Hammen (Th.), (1957b). – Periodicidad climática y evolución de floras del Maestrichtiano y del Terciario, *Bol. Geol. Inst. Geol. Nal.*, vol. 5, nº 2, pp. 5-48, 9 fig., 1 lám, Bogotá.
- Van Der Hammen (Th.), (1958) (aparecido 1960). – Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogenésis de los Andes Colombianos, *Ibid*, vol. 6, nº 1-3, pp. 67-128. 7 pl. f.t., Bogotá.
- Van Der Hammen T. H., (1961). Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of the Colombian Andes. *Geologie en Mijnbouw*, 40: 181-188.
- Van Houten, F. B., and Travis, R. B., (1968). Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, 4, p. 675-702.
- Vasquez, M., Altenberger, U. & Romer, R. 2009. Neogene magmatism and its possible causal relation- ship with hydrocarbon generation in Sw Colombia. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 98, 1053 – 1062.
- Vasquez, M., Altenberger, U., Romer, R., Sudo, M.& Moreno-Trujillo, J. 2010. Magmatic evolution of the Andean Eastern Cordillera of Colombia during the Cretaceous: influence of previous tectonic processes. *Journal of South America Earth Sciences*, 29, 171 – 186.
- Vatin-perignon, N., Goemans, P., Oliver, R. A., Briqueu, L., Thouret, J. C., Salinas, R., Murcia, A., (1988). Magmatic evolution of the Nevado del Ruíz volcano, Central Cordillera, Colombia. *Mineral chemistry and geochemistry, Géodynamique*, 3, p. 163-194.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. & Beltra´ n, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125, 875 – 896.
- Villamil, T. 1999. Campanian– Miocene tectonostrati- graphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 239 – 275.
- Villamil, T.; (1993): Chronology, Relative Sea level History and a New Sequence Stratigraphic Model for Basinal Albian to Santonian Facies, Colombia. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Tulsa.

-
- Waltham, D. (2001) *Decompact*. Royal Holloway (UK).
- Watts, A. & Ryan, W. (1976) *Flexure of the Lithosphere and Continental Margin Basins*.
- Wheeler (O.C.), (1935). – Tertiary stratigraphy of the Middle Magdalena Valley. *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, vol. 87, p. 31, Philadelphia.
- Zapata, T., and Allmendinger, R. (1996), Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina, *Tectonics*, 15, 5, p. 1065-1083.
- Ziegler, P. A., Van Wees, J. D. & Cloetingh, S. 1998. Mechanical controls on collision related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300, 103 – 129.