



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Marco bioestratigráfico y proveniencia de la Formación Penderisco, y su significado en la formación de un domo marginal a las Fallas de Romeral.

Juan Sebastián Díaz Cañas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2015

Marco bioestratigráfico y proveniencia de la Formación Penderisco, y su significado en la formación de un domo marginal a las Fallas de Romeral.

Juan Sebastián Díaz Cañas

Tesis de investigación presentada como requisito parcial para optar al título de:
Maestría en Ciencias-Geología

Director:
Ph.D., Andreas Kammer

Línea de Investigación:
Estratigrafía

Grupo de Investigación:
Grupo de Geología Estructural

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2015

We are a way, for the Universe to recognize itself

Carl Sagan

Agradecimientos

La motivación de estudiar me ha traído hasta este punto, por esta razón quisiera agradecer en primer lugar a la persona que más me ha motivado a estudiar, mi padre Jairo Enrique Díaz Echeverry, la paciencia y la perseverancia para llegar a este punto la he obtenido gracias a sus consejos, a mi madre Rosa Nelly Cañas López y a mi hermana Diana Lorena Díaz Cañas por estar siempre dispuestas a darme la mano.

En segundo lugar quisiera agradecer al Profesor Ph. D. Andreas Kammer por invitarme a realizar este trabajo, motivarme, aconsejarme y dirigirme en la realización del mismo en general y también al Profesor Dr. Rer. Nat. Pedro Roberto Calixto Patarroyo Gama, por sus amables contribuciones en los temas de paleontología y estratigrafía entre otros.

Al apoyo financiero otorgado por Colciencias, tanto al programa de Jóvenes Investigadores e Innovadores, como al financiamiento del proyecto “Evolución tectónica del margen caribeño colombiano” y así mismo a la Universidad Nacional de Colombia por prestarme su infraestructura.

A los colegas, estudiantes de Doctorado y Maestría Alejandro Piraquive Bermúdez, Jorge Montaña y Edna Pinzón respectivamente, por su amistad, acompañamiento y consejos que a partir de su experiencia me han brindado y al estudiante de Pregrado Duván Fernando García por su acompañamiento en las labores de campo.

Finalmente, a mis amigos y confidentes, que de una u otra forma me han dado el coraje para seguir adelante y me hicieron caer en cuenta, que la ambición bien dirigida no es un defecto, sino una virtud.

Resumen

La sección de Santa Fé de Antioquia – Dabeiba ofrece un corte completo a través de las diferentes unidades de la Cordillera Occidental que incluyen, de base a tope, un basamento de corteza oceánica asociado con la Formación Barroso (Aptiano-Coniaciano temprano) y una cobertera sedimentaria del Cretácico tardío (Campaniano tardío-Paleoceno temprano), la Formación Penderisco. Esta última está dividida, a su vez, en una parte inferior eminentemente clástica, conocida como Miembro Urrao, producto de la acción de flujos hiperpícnicos en un talud continental y el Miembro Nutibara, el cual representa la parte superior caracterizada por sedimentos finogranulares calcáreos y silíceos con intercalaciones volcánicas depositadas en un ambiente talud continental. Estas secuencias suman una columna considerable de aproximadamente 8.560 m y superan con este espesor las dimensiones de las cuencas cretácicas al interior del margen continental cretácico, como la de la Cordillera Oriental, la cual varía en su espesor desde 3.000 m a 6.000 m. La apertura de esta cuenca se debió a la formación de un antiforame en la Formación Barroso a partir del Campaniano temprano, marcado por el fin de la depositación de la Formación Barroso y que coincide con el bloqueo de la subducción que ocurría entre las placas Suramericana y del Caribe.

Palabras clave: Cordillera Occidental, Formación Penderisco, Domo Cortical, Talud Continental, Exhumación.

Abstract

The Santa Fé de Antioquia – Dabeiba section offers a complete view throughout the different units of the Western Cordillera of Colombia, including, from base to top, an oceanic-crust basin associated with the Barroso Formation (Aptian-early Coniacian) and a sedimentary cover from the late Cretaceous (late Campanian-early Paleocene), the Penderisco Formation. This unit is divided into an inferior, clastic part, the Urrao Member which is the product of the deposition of hyperpycnical flows in a continental slope, and the upper fine-grained, calcareous and siliceous with volcanic intercalations Nutibara Member. This sequences sum a considerable thickness of approximately 8.560 m overcoming the dimension of the Cretaceous basins, like the Eastern Cordillera of Colombia, which thickness varies from 3.000 m to 6.000 m. The opening of this sedimentary basin occurred due to the formation of an Antiform during the early Campanian, which is marked by the end of the deposition of the Barroso Formation, coinciding with the blockade of the subduction between the South American and Caribe Plates.

Key words: Western Cordillera, Penderisco Formation, Continental Slope, Exhumation of the Central Cordillera.

Contenido

	Pág.
Resumen	V
Lista de figuras	7
Objetivos	9
Introducción.....	10
1. Marco Geológico.....	13
2. Geología Estructural	17
3. Ambiente de depósito y proveniencia de la Formación Penderisco	22
3.1 Facies de la Formación Penderisco	22
3.2 Asociaciones faciales de la Formación Penderisco	24
3.3 Proveniencia de las arenitas del Miembro Urrao	25
3.4 Paleontología.....	31
3.5 Ambiente de depósito de la Formación Penderisco	33
4. Correlaciones	40
5. Discusión y Conclusiones	43
Bibliografía	47
A. Anexo: Petrografía de rocas siliciclásticas	52
B. Anexo: Levantamientos estratigráficos detallados.....	57

Lista de figuras

Figura 1 Modelo digital de terreno, mostrando la ubicación del área de estudio, al N de la Cordillera Occidental de Colombia, al W del río Cauca en el departamento de Antioquia.	11
Figura 2 Poligonal a lo largo de la cual se elaboró la descripción de las rocas de la Formación Penderisco.	12
Figura 3 Mapa geológico del área de estudio, elaborado a partir de los trabajos de Grosse, 1926, Gonzáles 2001 y los datos colectados en campo, los puntos rojos indican la ubicación de los municipios. La línea roja A-A' indica la ubicación de la sección estructural que se observa en la Figura 4.	15
Figura 4 Sección estructural A-A', elaborada con base en datos recolectados en campo. En A se observa un afloramiento sobre la Formación Limolitas del Sireno, se ha resaltado la estratificación en líneas rojas y el clivaje con una línea verde, se observan intercalaciones de lodolitas y arenitas en capas medias subhorizontales y un clivaje de bajo ángulo. En B se observan capas de caliza del Miembro Nutibara de la Formación Penderisco plegadas. En C se aprecian capas de lodolitas con olistostromas (estratificación en rojo) que están siendo atravesadas por un clivaje subvertical.	19
Figura 5 Deformaciones asociadas a la Falla de Romeral, en A se observan fracturas en rocas del Batolito de Santa Fé, destacando también las dos fases magmáticas, una básica más oscura, y una félsica más clara. En B se observan milonitas en contacto con rocas magmáticas del Batolito de Santa Fé. En C se pueden apreciar boudines en los cuerpos ígneos del Batolito de Santa Fé.	21
Figura 6 Modelo análogo modificado a partir de Konstantinovskaia & Malavielle (2011), en el experimento, la formación de un apilamiento antiforme, el cual fue inducido por la presencia de un despegue basal y erosión inducida, lo que ayudó al crecimiento inicial del dúplex, que evoluciona en un apilamiento antiforme.	21
Figura 7 Reconstrucción parcial del Cretácico superior del margen occidental de Colombia, se observa la parte superior de la Formación Barroso, una unidad volcano-sedimentaria suprayacida por la Formación Penderisco, donde se colectaron una amonita del Campaniano, foraminíferos del cretácico superior y radiolarios. Los puntos negros corresponden a muestras de arenitas recolectadas y los puntos verdes a muestras de calizas y cherts recolectados, los colores representan el color de las rocas en afloramiento.	27
Figura 8 Fotografías de campo de las rocas de la Formación Penderisco. A) Arenitas masivas cuneiformes, pertenecientes al abanico superior del Miembro Urrao. B) Arenitas con laminación cruzada en capas subtabulares del abanico medio del Miembro Urrao. C) Arenitas con laminación plana-paralela del abanico inferior del Miembro Urrao. D) Capa de limolita con fragmentos de plantas (fragmento de tronco) que se encuentran en el abanico inferior del Miembro Urrao. E) Intercalaciones de biomicritas en capas medias y delgadas, intercaladas por arcillolitas calcáreas del Miembro Nutibara. F) Capa de Chert negro del Miembro Nutibara.	28
Figura 9 Fotografías de las secciones delgadas analizadas, se observan fragmentos de Plagioclasa (Pg), cuarzo (Qz), líticos volcánicos (VI) y en ocasiones moscovita detrítica (Md), Clorita (Cl) y reemplazamiento de carbonato (RC).	29
Figura 10 Fotografías de las secciones delgadas analizadas, se observan fragmentos de cuarzo (Qz), líticos metamórficos (MI) y en ocasiones biotita detrítica (Bd), Clorita (Cl) y Circón (Zc). En la bioesparita arenosa se observa el fragmento de un molusco (M).	30

Figura 11 Clasificación petrográfica de las muestras recogidas, según Folk, 1974 mediante el análisis del armazón.	31
Figura 12 Diagramas triangulares de Dickinson & Suczek, 1979. En A y B se observa un triángulo de QFL (A) y un triángulo de QmFLt (B), donde se observa que las muestras se asocian con una proveniencia de arcos magmáticos. En C se observa un triángulo QmLvLs, donde las muestras se encuentran cerca de la zona de Fuentes de Complejos de Subducción. Finalmente, en D se observa que gran parte de los fragmentos de las arenitas provienen de rocas volcánicas.	32
Figura 13 <i>Pachydiscus (Pachydiscus) cf. fexosus</i> (MATSUMOTO) del Campaniano, encontrada en una concreción en la capa de esparita impura de la base de la Formación Penderisco.	33
Figura 14 Fotografías de sección delgada de las biomicritas y los cherts del Miembro Nutibara. En las fotos de la muestra SDT044 se observa una biomicrita wackestone de foraminíferos con foraminíferos pequeños trocoespirales sin quilla (izquierda) y foraminíferos trocoespirales con doble quilla (derecha). En la muestra SDT028 se observan foraminíferos quillados y no quillados con enrollamiento trocoespiral. En la muestra SDT064 se observa un foraminífero relleno de fosfato y un cristal de calcita, y numerosos foraminíferos recristalizados por calcita. Finalmente, se observa un radiolario en la muestra de chert SDT022.	34
Figura 15 Indicadores de aguas profundas que se encuentran en la Formación Barroso y la Formación Penderisco: A) Calizas arcillosas de color rojo del Miembro Nutibara. B. <i>Ophiomorpha</i> sp. encontrados en el Miembro Urrao. C. Brechas hialoclásticas de la Formación Barroso.	36
Figura 16 Contacto entre la Formación Barroso y la Formación Penderisco, se observan brechas hialoclásticas hacia la base, seguida por capas subtabulares de tobas laminadas y masivas, hacia el tope de la Formación Barroso se observan tufitas con fragmentos de tamaño guijo de color rojo. Sobre éstas se observan lodolitas con estructura escamosa y olistostromas, seguido por el comienzo de una sucesión de turbiditas pertenecientes a la Formación Penderisco.	38
Figura 17 Esquema estratigráfico donde se ilustra la interpretación ambiental de los segmentos del Miembro Urrao (A) y el Miembro Nutibara (B), según el análisis de facies.	39
Figura 18 Correlación gráfica entre las formaciones Nogales (izquierda, modificada a partir de Pardo <i>et al.</i> (2004)), Penderisco (centro, este trabajo) y Espinal (derecha, modificada a partir de Barrero (1979)). Las líneas continuas encierran los intervalos que se pueden correlacionar tanto litológica, como bioestratigráficamente.	42
Figura 19 Diagrama Wheeler, donde se observa la evolución estratigráfica y estructural del norte de la Cordillera Occidental y la Cordillera Central. Durante el Cretácico tardío, una fuerte actividad volcánica se desarrolló hacia el occidente, lo que dio origen a la Formación Barroso mientras que hacia el este, en la Cordillera Central, fueron emplazados varios cuerpos ígneos, como el Batolito de Sabanalarga y el Batolito de Antioquia. Entre el Campaniano y el Maastrichtiano la formación de un apilamiento antiformal es propuesto, abriendo espacio para la depositación de la Formación Penderisco y el Complejo de Santa Cecilia-La Equis.	46

Objetivos

Objetivo general: Examinar la evolución de los sedimentos asociados con el Grupo Cañasgordas, específicamente de la Formación Penderisco, y su relación con la exhumación registrada al oriente de la Falla de Romeral o Falla de Cauca-Almaguer.

Objetivos específicos:

- Construir una columna semi-detallada en los sedimentos cretácicos en el corte Santa Fé de Antioquia –Dabeiba en base a levantamientos detallados locales y de cortes estructurales.
- Caracterizar flujos de turbidez que depositaron los sedimentos de la Formación Penderisco, de acuerdo con sus características composicionales y texturales.
- Establecer un marco bioestratigráfico de esta columna a través de la determinación de micro- y microfósiles, y determinar edades relativas entre facies.
- Generar una base petrográfica para la proveniencia de las rocas clásticas y poder describir un marco geodinámico para la cuenca.

Introducción

La sección Santa Fé de Antioquia –Dabeiba (Figura 1) presenta, a nivel regional, una importancia estratégica en la investigación de cuencas relacionadas con la colisión del margen continental del norte de Suramérica, ya que las unidades del Cretácico superior afloran solo subordinadamente a lo largo del litoral caribeño (**Guzman, 2007**) y representan una sucesión sedimentaria depositada en ambientes marinos profundos con un espesor de aproximadamente 8.560 m. Además de componer una sucesión litoestratigráfica, estas secuencias presentan probablemente equivalentes de ambientes proximales a distales, en niveles estratigráficos superiores que se encuentran hacia el W.

Al occidente de la Falla de Romeral, se encuentra una sucesión de rocas volcánicas y sedimentarias pertenecientes al denominado Grupo Cañasgordas (**Alvarez, 1971a y b**), el cual está subdividido en las formaciones Barroso y Penderisco (**Alvarez & González, 1978**). La Formación Barroso es un conjunto volcano-sedimentario de rocas volcánicas efusivas, basaltos y tobas, con intercalaciones de rocas sedimentarias, generalmente margas en capas muy delgadas de color negro, intercaladas con capas delgadas de biomicritas de color gris oscuro que se depositaron durante el Aptiano-Coniaciano según la fauna descrita por **Etayo et al. (1980)** y **Mejía & Salazar (1989)** **Alvarez & González (1978)**. La Formación Penderisco, se encuentra subdividida en 2 miembros (**Alvarez & González, 1978**), el Miembro Urrao, compuesto por arenitas y lodolitas, y el Miembro Nutibara, que a su vez se compone de calizas, liditas y chert.

El contacto basal del Miembro Urrao ha sido identificado como la Falla de Mistrató hacia el sur hasta el departamento de Risaralda, en la sección de Santa Fé de Antioquia-Dabeiba, se ha identificado este contacto como una discordancia, gracias a descripciones detalladas y a la fauna recolectada en este nivel. En la cartografía oficial no se ha reportado un límite neto entre los miembros Urrao y Nutibara, a pesar de sus marcadas diferencias litológicas, ya que el Miembro Urrao se compone de capas delgadas de arenitas de grano muy grueso hasta muy fino, intercalados con conglomerados clasto y matriz soportados, que pueden variar de subarcosas a litoarenitas y lodolitas. El Miembro Nutibara, en contraste con el infrayacente Miembro Urrao, está compuesto por capas delgadas de biomicritas wackestone de foraminíferos, chert, arcillolitas, limolitas y litoarenitas y también silos y derrames de rocas volcánicas básicas interestratificados entre estas rocas de grano fino. Considerando estas relaciones, este trabajo trata de resolver si las diferentes formaciones comprenden una sucesión vertical, como lo han documentado diversos autores, o representan equivalentes faciales en la evolución de una misma cuenca.

Las areniscas del Miembro Urrao, se componen mayoritariamente de plagioclasas, micas y cloritas detríticas, de fragmentos líticos y cuarzo en relativamente poca proporción. Esta composición nos lleva a preguntar, si estos componentes principales provienen del sustrato basáltico o de una fuente intermedia ubicada en las rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central, las cuales varían composicionalmente de ácido a básico (**Restrepo-Pace & Cediél, 2010, Villagómez et al. 2011**). La presencia de sedimentos finogranulares ricos en materia orgánica, su espesor considerable y el grado de conocimiento incipiente, son factores que permiten identificar esta zona como cuenca frontera. En un escenario poco diferenciado, podemos relacionar la formación de esta cuenca con una prolongada exhumación de la Cordillera Central de Colombia, sugerido por historias de

exhumación obtenidas mediante la integración eventos termocronológicos, entre los que se destaca un evento Campaniano (75-70 Ma), el cual registra una tasa de exhumación de aproximadamente 1.6 km/Ma (Villagomez & Spikings, 2013). Durante este evento se habría generado flexión cortical al occidente de la proto-Cordillera Central, dando lugar a un espacio de acomodación donde se acumularon sedimentos.

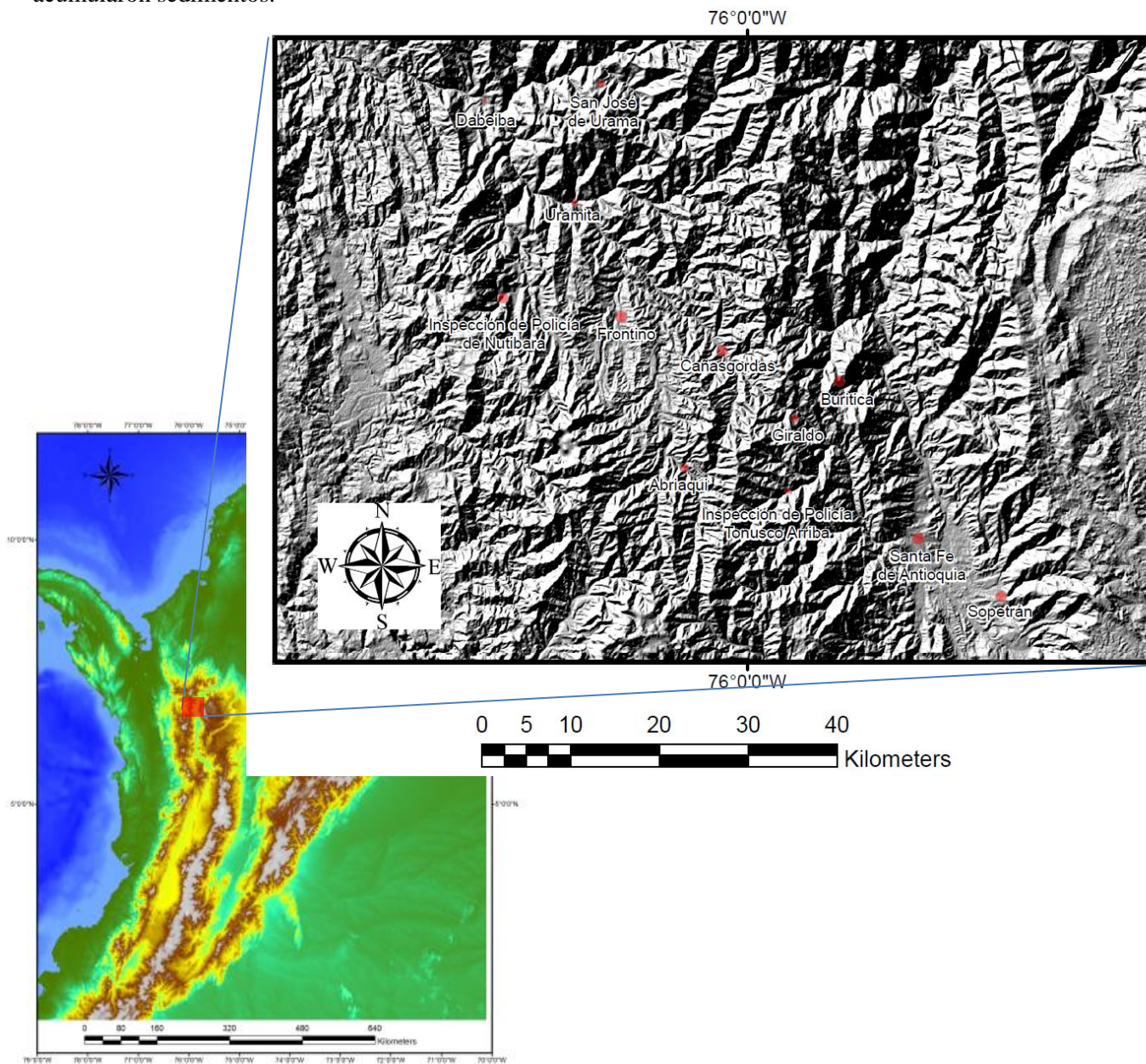


Figura 1 Modelo digital de terreno, mostrando la ubicación del área de estudio, al N de la Cordillera Occidental de Colombia, al W del río Cauca en el departamento de Antioquia.

Metodología

Con el fin de examinar la evolución de los sedimentos del Grupo Cañasgordas, y su relación con la exhumación de la Cordillera Central, se elaboraron descripciones de columnas detalladas con ayuda

del bastón de Jacob a lo largo de una poligonal (Figura 2), se tomaron muestras de roca para la elaboración de secciones delgadas y material fósil para ser descrito e identificado. Con la información obtenida de las descripciones de campo, la descripción petrográfica y la identificación del material fósil, se reconstruyó una columna semi-detallada general de las unidades pertenecientes al Grupo Cañasgordas. La integración de un análisis facial de las unidades y la ubicación de fósiles en la misma, permitió determinar el ambiente de depósito de esta sucesión y datar en el tiempo los cambios de la misma.

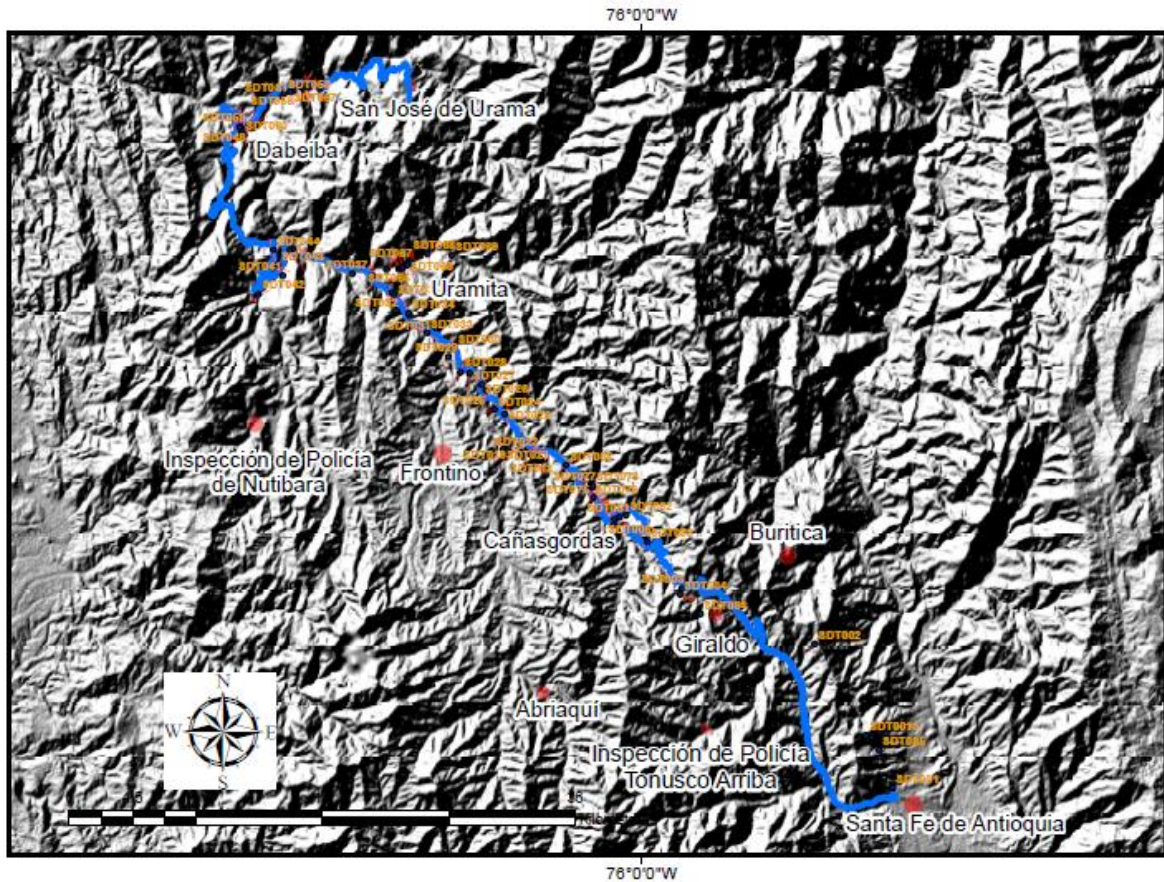


Figura 2 Poligonal a lo largo de la cual se elaboró la descripción de las rocas de la Formación Penderisco.

1. Marco Geológico

En la geología del NW de Antioquia se encuentra una sutura cortical de primer orden conocido como la Falla de Cauca-Almaguer (**Case et al. 1971, Kammer, 1993, Kerr et al. 1997**), a lo largo de la cual un basamento de afinidad continental al oriente de esta falla está contrapuesto contra un basamento de afinidad oceánica al occidente de la misma.

El basamento continental al oriente de la Falla de Cauca-Almaguer está compuesto por un complejo de esquistos grafiticos, cuarzoscovíticos, cloríticos y anfibólicos; filitas, cuarcitas, mármoles y serpentinitas de edad precámbrica conocidas como los Esquistos de Valdivia, (**Gonzalez, 1996**) (Figura 3), que formaban parte del margen continental andino de la Cordillera Central durante el Cretácico. Estas rocas se encuentran intruídas por cuerpos tonalíticos y granodioríticos del Batolito de Antioquia, que se emplazaron en el intervalo entre 94.5 ± 1.7 y 83.75 ± 0 Ma (Cenomaniano-Santoniano) (**Vinasco et al. 2011**), y forman actualmente el núcleo de la Cordillera Central en el departamento de Antioquia (**González, 1996**).

Adyacente a la Falla de Romeral, se encuentra una franja de rocas de edad cretácica imbricada dentro del basamento metamórfico, conocida como la Formación Quebradagrande, la cual se encuentra subdividida en tres partes (**Kammer, 1993**), la primera es una alternancia de lutitas y areniscas cuarzosas, una unidad porfirítica básica (**Grosse, 1926**) y una secuencia monótona de silos y diabasas, microdioritas y gabros con intercalaciones de tobas, chert y lutitas que se depositaron en el intervalo Barremiano-Aptiano (**Grosse, 1926**). A lo largo de la Falla de Romeral se encuentran emplazados numerosos cuerpos ígneos, entre los que se encuentra la Curazodiorita de Sabanalarga (97 ± 10 Ma, Turoniano, **Nivia & Gómez, 2005**) (Figura 3) y la Diorita del Pueblito (236 a 233 Ma, **Rodríguez-Jiménez, 2010**) y el Gabro de Santa Fé (97 ± 10 Ma, Turoniano, **Nivia & Gómez, 2005**) entre otros. Descansando en contacto discordante erosivo sobre estas unidades se encuentra la Formación Amagá (**Grosse, 1926**) una sucesión de conglomerados, arenitas, arcillolitas, carbón y arcosas del Oligoceno medio (**Van der Hammen, 1958**).

Las unidades de afinidad oceánica al occidente de la Falla de Romeral, están representadas por el denominado Grupo Cañasgordas (**Alvarez, 1971 a y b**), el cual está subdividido en las formaciones Barroso y Penderisco (**Alvarez & González, 1978**). La Formación Barroso es un conjunto volcanosedimentario de rocas volcánicas efusivas, basaltos y tobas, con intercalaciones de sedimentitas, generalmente margas, liditas y chert en capas muy delgadas de color negro, incluyendo capas delgadas de biomicritas de color gris oscuro que se depositaron durante el Aptiano-Coniaciano (**Etayo et al. 1980, Mejía & Salazar, 1989**) (Figura 3). La Formación Penderisco, se encuentra subdividida en 2 miembros (**Alvarez & González, 1978**), el Miembro Urrao, compuesto por arenitas y lodolitas depositadas por turbiditas, y el Miembro Nutibara, compuesto por calizas, liditas y chert. Sobre esta última unidad, se observa una unidad compuesta por intercalaciones de limolitas y arenitas de color gris oscuro, denominadas como Limolitas del Sireno, las cuales se habrían depositado como el resultado de flujos turbidíticos (**González & Londoño, 2003**).

Al occidente del Grupo Cañasgordas aflora una unidad volcano-sedimentaria del Campaniano-Paleoceno conocida como el Complejo Santa Cecilia-La Equis, compuesta por flujos lávicos básicos ocasionalmente con diaclasamiento columnar y niveles de lavas almohadilladas, brechas, aglomerados, tobas estratificadas e intercalaciones pequeñas, generalmente lenticulares, de limolitas silíceas, lodolitas calcáreas, chert y calizas (**González, 1996; Gonzáles & Londoño, 2003**). Intruyendo las rocas del Complejo Santa Cecilia-La Equis, se encuentran las tonalitas y granodioritas con variaciones texturales a tonalitas y cuarzodioritas porfídicas y a pórfidos cuarzodioríticos del Batolito de Mandé del Paleoceno tardío – Eoceno temprano (54 Ma y 34 Ma, **Sillitoe et al. 1982; Göbel & Stibane, 1979; Botero, 1975**).

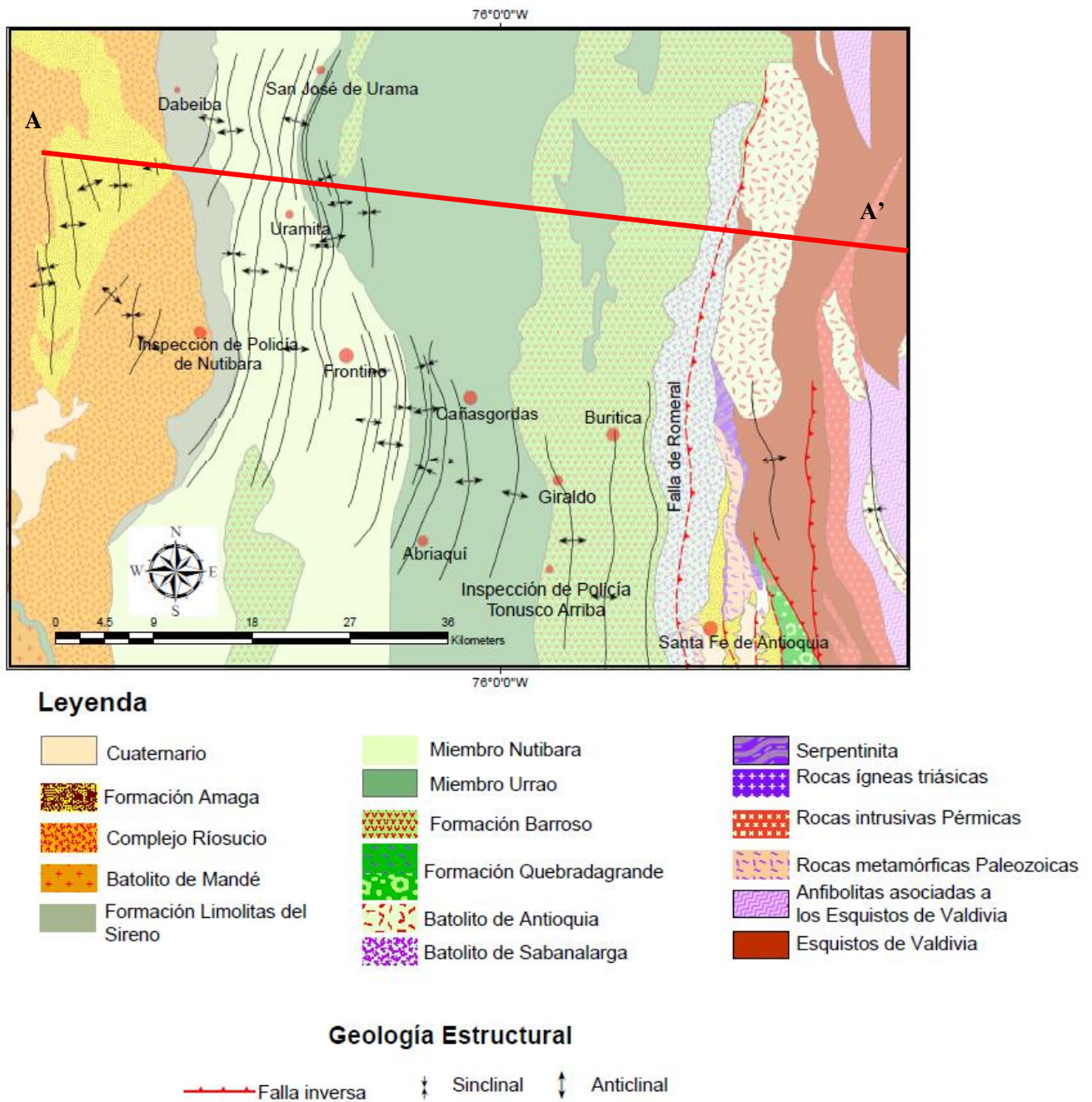


Figura 3 Mapa geológico del área de estudio, elaborado a partir de los trabajos de Grosse, 1926, Gonzáles 2001 y los datos colectados en campo, los puntos rojos indican la ubicación de los municipios. La línea roja A-A' indica la ubicación de la sección estructural que se observa en la Figura 4.

2. Geología Estructural

A continuación se presenta una caracterización estructural del margen occidental de Colombia. En la Figura 4 se observa una sección estructural elaborada a partir de los datos estructurales recolectados en campo, al oriente se observa la organización del margen activo cretácico, un monoclinal que buza hacia el E, formado por el Batolito de Antioquia, seguido por escamas corticales, las cuales se encuentran separadas por serpentinitas y esquistos clorítico-actinolíticos pertenecientes a las denominadas Ultramafitas de Romeral (**González, 2001**). Allí se presentan deformaciones de tipo dúctil-frágil, siendo comunes en esquistos y lodolitas, deformaciones como pliegues, zonas de cizalla y foliaciones, mientras que en las tobas y las rocas ígneas intrusivas, se observan fenómenos de boudinage e intenso fracturamiento (Figura 5). **Kammer (1993)** documenta estas deformaciones y concluye que son compatibles con una tectónica que incluye desplazamientos verticales mayores a lo largo de la Falla de Romeral, terminando en la exhumación de escamas corticales con las Ultramafitas de Romeral interpuestas y que los planos de debilidad generados por esta falla, fueron aprovechados por los cuerpos intrusivos, como el Batolito de Sabanalarga al oriente de la falla y el Batolito de Santa Fe al occidente de la misma, para emplazarse durante la actividad de las mismas.

Al W de la Falla de Romeral y de estos cuerpos intrusivos, se encuentra la Formación Barroso, la cual se encuentra apilada a la corteza continental formando un antiforme, parte de esta estructura afecta al Miembro Urrao de la Formación Penderisco, la cual se encuentra afectada por un clivaje vertical y por venas sub-verticales, (Figura 4).

Adyacente a este antiforme se formó un sinclinorio en las rocas de la Formación Penderisco y la Formación Limolitas del Sireno, principalmente sobre el Miembro Nutibara donde se observan pliegues de diferentes órdenes, con una marcada vergencia hacia el W, indicada principalmente por clivajes más subhorizontales (Figura 4). La identificación en campo de sinclinales y anticlinales en campo, junto con la ausencia de zonas de daño, gouge de falla o brechas de falla sugiere que las rocas sedimentarias de las formaciones Penderisco y Limolitas del Sireno están afectadas por un intenso plegamiento, el cual se suaviza hacia el occidente. Debido a fenómenos gravitacionales se pueden generar plegamientos o incluso fallas menores con saltos de pocos metros, que no generan mayores repeticiones en la secuencia, es por esta razón que el espesor de la Formación Penderisco no supera los 8.560 m (espesor medido por medio de poligonal).

Según la experimentación análoga en cajas de arena de **Konstantinovskaya & Malavieille (2011)**, es posible la formación de un antiforme por esfuerzos verticales si se induce una erosión en el modelo, lo que disminuye la fricción y permite exhumar rápidamente las rocas en un antiforme, formándose un klippe sinformal adyacente a esta estructura. Según los datos de termocronología

ocurrió una rápida exhumación (1.6km/Ma) durante el Campaniano (**Villagómez & Spikings, 2013**), estas condiciones pudieron haber favorecido la formación de un antiformal en la Formación Barroso durante el Cretácico tardío.

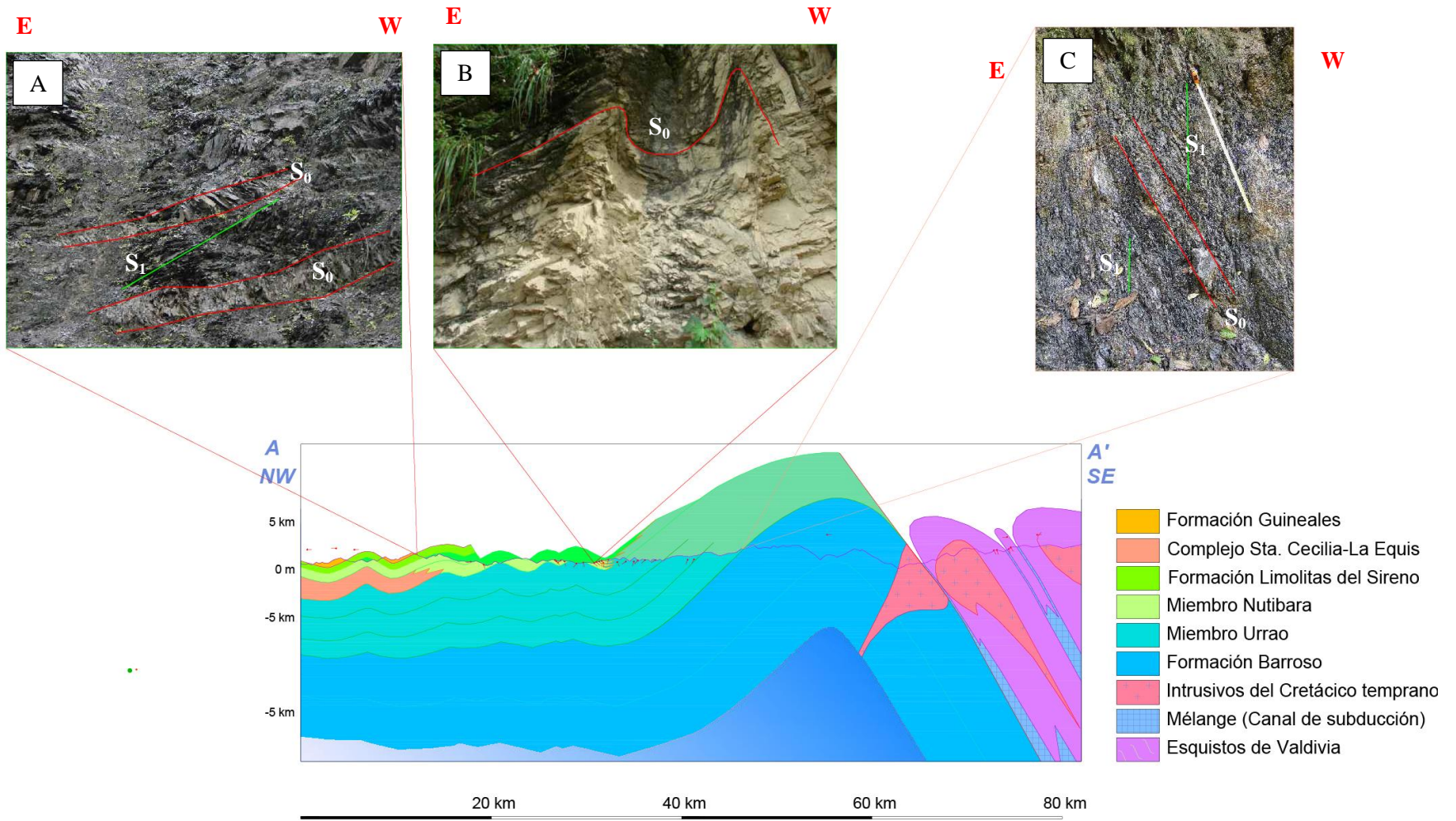


Figura 4 Sección estructural A-A', elaborada con base en datos recolectados en campo. En A se observa un afloramiento sobre la Formación Limolitas del Sireno, se ha resaltado la estratificación en líneas rojas y el clivaje con una línea verde, se observan intercalaciones de lodolitas y arenitas en capas medias subhorizontales y un clivaje de bajo ángulo. En B se observan capas de caliza del Miembro Nutibara de la Formación Penderisco plegadas. En C se aprecian capas de lodolitas con olistostromas (estratificación en rojo) que están siendo atravesadas por un clivaje subvertical.

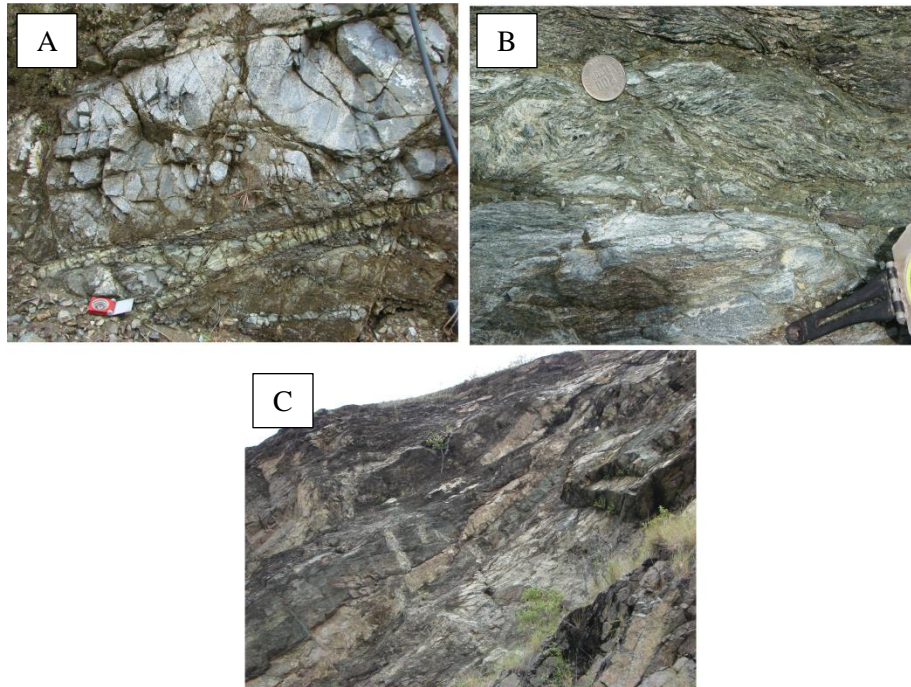


Figura 5 Deformaciones asociadas a la Falla de Romeral, en A se observan fracturas en rocas del Batolito de Santa Fé, destacando también las dos fases magmáticas, una básica más oscura, y una félsica más clara. En B se observan milonitas en contacto con rocas magmáticas del Batolito de Santa Fé. En C se pueden apreciar boudines en los cuerpos ígneos del Batolito de Santa Fé.

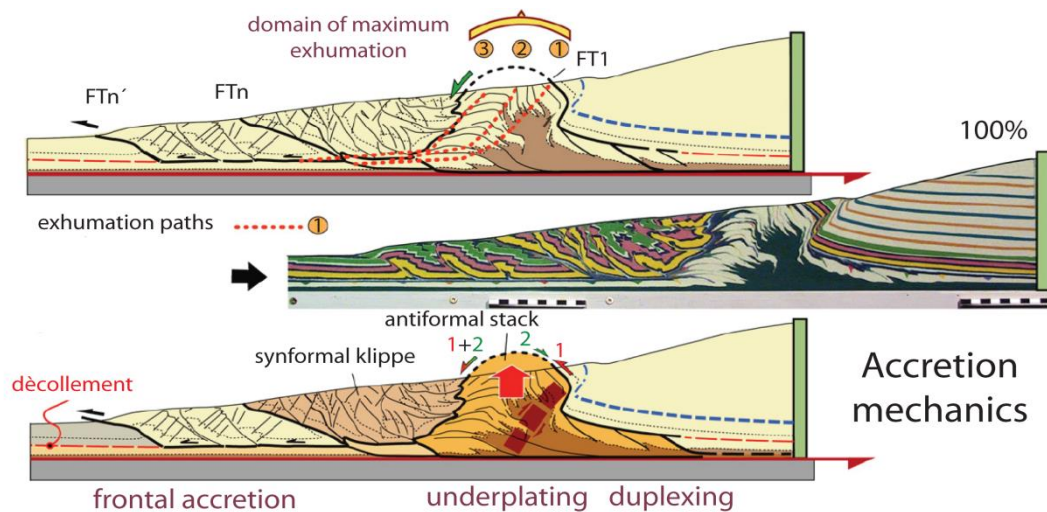


Figura 6 Modelo análogo modificado a partir de Konstantinovskaia & Malavielle (2011), en el experimento, la formación de un apilamiento antiformal, el cual fue inducido por la presencia de un despegue basal y erosión inducida, lo que ayudó al crecimiento inicial del dúplex, que evoluciona en un apilamiento antiformal.

3. Ambiente de depósito y proveniencia de la Formación Penderisco

El nombre Grupo Cañasgordas fue propuesto por **Alvarez (1971 a y b)** para denominar un conjunto volcano-sedimentario que posteriormente fue subdividido por **Alvarez & Gonzalez (1978)** en las formaciones Barroso y Penderisco para diferenciar entre una unidad compuesta predominantemente por rocas volcánicas (Formación Barroso) y otra unidad compuesta por rocas sedimentarias (Formación Penderisco). Esta última formación fue a su vez subdividida en los miembros Urrao y Nutibara para diferenciar entre una sucesión basal de arenitas y lodolitas de origen turbidítico de unos 5 km de espesor (Miembro Urrao), y una sucesión superior de cherts y calizas biomicríticas (Miembro Nutibara) (**Zuluaga & Hoyos, 1978**). Existe controversia con relación a la nomenclatura estratigráfica de estas unidades, **Nivia (1996)** por un lado sostiene que debido a la complejidad estructural existente en la cordillera Occidental es impracticable la definición de unidades litoestratigráficas y reúne las rocas en una unidad litodémica denominada como el Grupo Estructural Dagua. Mientras que **Toussaint (1996)** sugiere de manera informal conservar el nombre Grupo Cañasgordas, englobando con este término a la Formación Barroso para sus secuencias volcánicas básicas y elevando al rango de formación al Miembro Urrao, mientras excluye del Grupo Cañasgordas al Miembro Nutibara, elevándolo al nivel de formación. Por otro lado **González (2001)** mantiene la nomenclatura litoestratigráfica propuesta por **Alvarez (1971 a y b)** y **Alvarez & González (1978)** en la cartografía del departamento de Antioquia.

Este trabajo se apoya en la nomenclatura litoestratigráfica, debido a enfrentarnos a una secuencia no fallada, donde se puede identificar una polaridad depositacional, ya que los miembros Urrao y Nutibara definen una secuencia continua de base a tope, donde, sin embargo no se pueden descartar variaciones laterales de facies.

En este capítulo se elabora una identificación y descripción de las facies encontradas en la Formación Penderisco, también se presentan los resultados de la petrografía elaborada en muestras de arenitas recolectadas en campo, con el fin de arrojar luces con respecto a la proveniencia del Miembro Urrao, a continuación se hace una descripción de la fauna encontrada en las rocas de esta unidad, información que permite datar bioestratigráficamente con mayor precisión esta unidad y confirma aspectos del ambiente de depósito para finalmente elaborar una síntesis de esta información con el fin de confirmar los postulados acerca del ambiente de depósito.

3.1 Facies de la Formación Penderisco

A lo largo de la carretera que conecta los municipios de Santa Fé de Antioquia, Giraldo, Cañasgordas, Uramita y Dabeiba (Figura 2), se describieron varios segmentos de una columna estratigráfica general de la Formación Penderisco para la cual se dedujo un espesor de 8560 m a partir del levantamiento de columnas estratigráficas detalladas a lo largo de una poligonal (Figura 2) y el control estructural mediante la elaboración de perfiles estructurales. Las litologías encontradas

en el Miembro Urrao de la Formación Penderisco, se pueden resumir en las siguientes facies, esta clasificación está basada tanto en las clasificaciones composicionales, como texturales de **Folk (1970)**, y se orienta en los modelos de facies propuestos por **Walker (1984)**, **Nichols (2009)** & **Zavala et al. (2011)**.

El Miembro Urrao se encuentra compuesto por las siguientes facies:

1. **ACM** (Arenitas conglomeráticas masivas): Estas rocas se presentan en capas medias subtabulares, son subarcosas de grano grueso y muy grueso, con presencia de gránulos, generalmente de feldespatos, mal seleccionadas con granos subredondeados y subangulares, de color gris medio, masivas y con intraclastos de lodolitas.
2. **AM** (Arenitas masivas): Comúnmente se encuentran en capas subtabulares medias y delgadas de grano medio y fino, o como capas cuneiformes delgadas, gruesas y muy gruesas de litoarenitas arcósicas y arcosas líticas de grano grueso, muy grueso y medio, generalmente se encuentran bien seleccionadas, con granos subredondeados y subangulares, en ocasiones presentan una alta presencia de materia orgánica y fragmentos de micas detríticas (moscovitas y biotitas).
3. **AL** (Arenitas con laminación plana-paralela): Se encuentran en capas subtabulares gruesas y medias, son de grano medio a fino, en ocasiones presentan gradación normal o gradación inversa y se pueden encontrar asociadas con facies de ALC, son por lo general litoarenitas arcósicas y arcosas líticas de color gris con bases erosivas. En ocasiones no presentan estructuras observables hacia la base de la capa y se desarrolla laminación plana-paralela hacia el tope de la capa.
4. **ALC** (Arenitas con laminación cruzada): Consisten de capas medias y delgadas subtabulares o capas muy gruesas cuneiformes de sublitoarenitas y subarcosas de grano fino, se observan en ocasiones asociadas con las facies AL y pueden presentar granodecrecimiento, generalmente son de color gris y pueden contener fragmentos de troncos y micas. En ocasiones se puede observar hacia el tope de las capas icnofósiles del icnogénero *Ophiomorpha*.
5. **AO** (Arenitas con ondulitas): Se presentan como capas medias y delgadas subtabulares de sublitoarenitas y subarcosas de grano fino, se observan en ocasiones asociadas con las facies AL y pueden presentar granodecrecimiento, generalmente son de color gris.
6. **LM** (Lodolitas masivas): Se observan en capas muy gruesas separadas por capas delgadas de arenitas, o en láminas entre intercalaciones de capas medias de arenitas, estas pueden en ocasiones diferenciarse entre arcillolitas y limolitas.
7. **ALP** (Arenitas con laminación plana-paralela y fragmentos de plantas): Se encuentran en capas subtabulares gruesas y medias, son de grano medio a fino, en ocasiones presentan granodecrecimiento, y se pueden encontrar intercaladas con facies LLP, son por lo general sublitoarenitas o subarcosas de color gris que contienen fragmentos de troncos y micas.
8. **LLP** (Lodolitas con laminación plana paralela): Se observan en intercalaciones con capas de AM o con AL, comúnmente cuando presentan fragmentos de plantas y micas, las capas de AM o AL presentan fragmentos de plantas y micas.

En el Miembro Nutibara se observaron las siguientes facies:

1. **Ch** (Chert): en capas delgadas y medias tabulares y subtabulares, con laminación plana-paralela de color negro, contienen un alto contenido de materia orgánica (20%), fosfatos (5%), sílice en forma de calcedonia (60%) y radiolarios aplastados y reemplazados por sílice (10%), estas rocas se pueden alterar a colores pardo rojizo.
2. **LA** (Lodolitas y arenitas de color gris oscuro): Las lodolitas presentan laminación plana-paralela o son masivas, en capas delgadas y en ocasiones pueden estar intercaladas por capas delgadas y medias cuneiformes y subtabulares de arenitas de grano muy fino y fino de color gris oscuro, se pueden intercalar con capas muy delgadas y delgadas de arenitas de grano muy fino masivas o con laminación plana-paralela.
3. **B** (Biomicitas): En capas medias y delgadas, en ocasiones con laminación plana-paralela y masivas, las masivas suelen ser wackestone y contienen foraminíferos planctónicos quillados y no quillados y en ocasiones foraminíferos aglutinados, suelen ser de color gris claro verdoso, crema o incluso rojas. Las laminadas pueden presentar láminas wackestone intercaladas con láminas packestone y dependiendo de la zona pueden presentar recristalización de fósiles.
4. **A** (Arenitas): Se presentan como capas subtabulares y cuneiformes muy gruesas, son granodecipientes o masivas de grano medio a fino.

3.2 Asociaciones faciales de la Formación Penderisco

Teniendo en cuenta las facies previamente descritas, se puede subdividir el Miembro Urrao en 4 segmentos, con unas asociaciones de facies diferenciables (Figura 7):

Segmento 1: Hacia el tope de la Formación Barroso se observan lavas hialoclásticas e intercalaciones de tobas laminadas y masivas en capas medias, sobre las que se observan tufitas con fragmentos de tamaño guijo de color rojo que indican oxidación aérea (Figura 16).

Sobre esta sucesión se observa una capa muy gruesa de esparita arenosa con olistostromas y concreciones, que en ocasiones son fosilíferas y donde se pueden encontrar amonoideos, que marca la base de la Formación Penderisco, seguidas por intercalaciones de capas medias de ACM en sets granocrecientes, suprayacidos por intercalaciones de LM en capas delgadas con capas medias y gruesas subtabulares de AM, ALP y ALC que probablemente corresponden a flujos confinados depositados en un canal principal, suprayacidos por intercalaciones de ALP granodecipientes y LLP en capas medias.

A esta sucesión le siguen capas subtabulares gruesas de ALC con granodecrecimiento y capas muy gruesas de AM con un gran contenido de moscovita, esta sucesión gradada al tope a intercalaciones de capas delgadas y medias subtabulares de AM y ALC con LM.

Segmento 2: Hacia la base se compone de intercalaciones de LM en láminas, intercaladas con láminas y lentes de arenitas y capas delgadas de AM, sin embargo, las intercalaciones de AM se vuelven cada vez más esporádicas hasta convertirse en sucesiones monótonas de LM, las cuales se encuentran suprayacidas nuevamente por intercalaciones de AM y LM en láminas, siendo cada vez más abundante el contenido de arena hacia el tope de este segmento. Estas características sugieren

que este intervalo representa una evolución de un lóbulo supra-abanico proximal en el abanico medio hacia el abanico inferior, que posteriormente comienza a progradar nuevamente hacia el abanico medio.

Segmento 3: Este segmento se compone de intercalaciones de LLP y ALP en capas medias subtabulares, las arenitas presentan granodecrecimiento hacia el tope, en ocasiones se observan capas gruesas y muy gruesas de AM, ALC y ALP que presentan granodecrecimiento y también granocrecimiento hacia el tope, los restos de plantas, moscovita y la bioturbación abundan en este segmento.

Segmento 4: Este segmento contiene intercalaciones de las facies AM y LM en capas delgadas y también presentan intercalaciones de LLP y ALP en capas medias y gruesas con fragmentos de plantas y moscovita. Finalmente, hacia el tope de este segmento se observan las facies AM, en capas muy gruesas cuneiformes y granodecrecientes, con algunas intercalaciones de LLP como intercalaciones en capas muy delgadas y láminas.

Hacia el tope del Miembro Urrao, se observan intercalaciones de Chert en capas delgadas intercaladas con capas de arenitas en capas muy gruesas. El límite entre el Miembro Urrao y el Miembro Nutibara es transicional y se ubica donde terminan las intercalaciones arenosas y comienza una sucesión monótona de Chert. El Miembro Nutibara puede subdividirse a su vez en 3 asociaciones de facies de base a tope:

Segmento 1: En este segmento predominan los cherts de color gris oscuro con laminación plana-paralela en capas medias con radiolarios y foraminíferos, lodolitas de color crema masivas en capas medias, biomicritas wackestone de color gris verdoso en capas delgadas con foraminíferos quillados y aglutinados Figura 14.

Segmento 2: Hacia la parte media del miembro se observan intercalaciones de arenitas en capas gruesas, masivas y con laminación plana-paralela granodecrecientes en capas medias subtabulares con intercalaciones de lodolitas de color gris oscuro, chert negro y biomicritas de color gris oscuro.

Segmento 3: Finalmente, hacia el tope se observan nuevamente intercalaciones de chert negro, calizas de color rojo, crema y gris verdoso con foraminíferos planctónicos, lodolitas con lentes de arena y lodolitas de color gris oscuro y tobas de ceniza.

Hacia el tope, el Miembro Nutibara se encuentra separado por una unidad de flujos básicos de la denominada Formación Limolitas del Sireno, denominada Pizarras de Dabeiba en la Plancha 114 Dabeiba. Esta unidad se compone principalmente de intercalaciones de lodolitas de color gris oscuro, con intercalaciones de limolitas y arenitas en capas medias y delgadas y en ocasiones tobas de ceniza.

3.3 Proveniencia de las arenitas del Miembro Urrao

Mediante un análisis del armazón de 5 muestras de arenitas recolectadas, se observó mediante el conteo de granos, que las arenitas del Miembro Urrao se componen principalmente de plagioclasas, micas y cloritas detríticas y fragmentos líticos (esquistos, cuarcitas y algunos fragmentos de rocas

volcánicas). Estas rocas se clasifican como litoarenitas arcósicas y arcosas líticas según la clasificación propuesta por **Folk (1970)** (Figura 11), ya que el contenido de cuarzo es de menos del 75%. En las arcosas predominan los fragmentos de plagioclasa, que según el método Michel Levy presentan ángulos de extinción entre 25° y 30°, lo que resulta en promedio un contenido de Anortita del 45-50%, plagioclasas tipo Bytownita. Una característica interesante de los fragmentos de plagioclasa, es que se encuentran en ocasiones reemplazados por calcita.

Utilizando los resultados de los conteos totales de cuarzo, feldespato y líticos y comparándolos con los diagramas diseñados por **Dickinson & Suczek (1979)**, donde se discriminan áreas del triángulo originalmente diseñado por **Folk (1974)** (Figura 12a) que se asocian con proveniencias en diferentes ambientes tectónicos, se encuentra que las arenitas descritas tienen la afinidad de un arco magmático. Si separamos el contenido de cuarzos monocristalinos (Qm), feldespatos (F) y líticos totales (Lt), vemos que dicha afinidad se mantiene (**Figura 12b**).

Observando la relación entre el cuarzo monocristalino (Qm), los líticos volcánicos (Lv) y los líticos sedimentarios (Ls) (**Figura 12c**), no se observa un patrón claro, sin embargo la muestra SDT024 se encuentra muy cerca de la zona de proveniencia de complejos de subducción. Finalmente, si observamos la relación de Cuarzo monocristalino (Qm) con el tipo de feldespato (Plagioclasa o Feldespato alcalino), se puede deducir que gran parte de los fragmentos provienen de rocas plutónicas o volcánicas intermedias.

Según el análisis hecho en los diagramas de **Dickinson & Suczek (1979)**, se infiere que los sedimentos que formaron las arenitas del Miembro Urrao provienen de un complejo de subducción con un aporte significativo de material volcánico. En promedio, los fragmentos líticos predominantes son de esquistos micáceos, cuarcitas y esquistos cloríticos y los fragmentos de rocas volcánicas se encuentran subordinados. Debido a la abundancia de estos fragmentos, y de la composición intermedia de las plagioclasas, es posible que estos sedimentos se hayan derivado mayoritariamente del basamento metamórfico de la Cordillera Central, conocido como los Esquistos de Valdivia, (**Gonzalez, 1996**). Los fragmentos de rocas volcánicas afáníticas pueden haber sido retrabajados de la Formación Barroso, sin embargo, un análisis de minerales pesados debería aportar más luces a este problema.

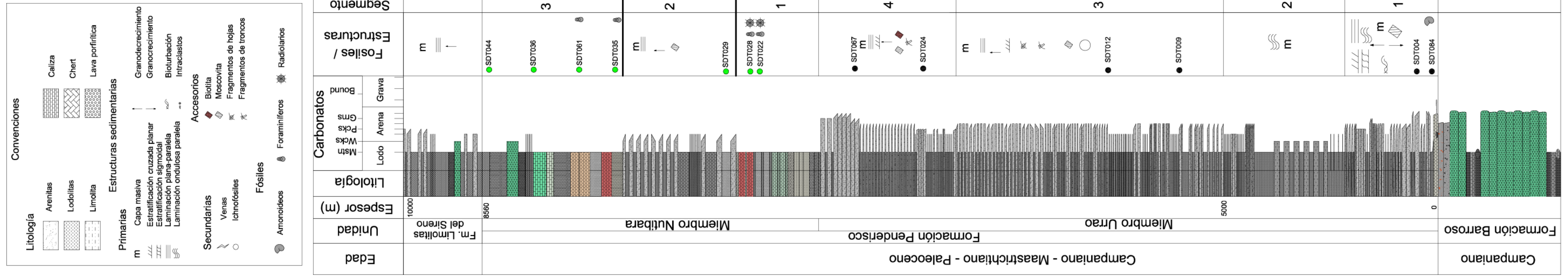


Figura 7 Reconstrucción parcial del Cretácico superior del margen occidental de Colombia, se observa la parte superior de la Formación Barroso, una unidad volcánico-sedimentaria suprayacida por la Formación Penderisco, donde se colectaron una amonita del Campaniano, foraminíferos del cretácico superior y radiolarios. Los puntos negros corresponden a muestras de arenitas recolectadas y los puntos verdes a muestras de calizas y cherts recolectados, los colores representan el color de las rocas en afloramiento.

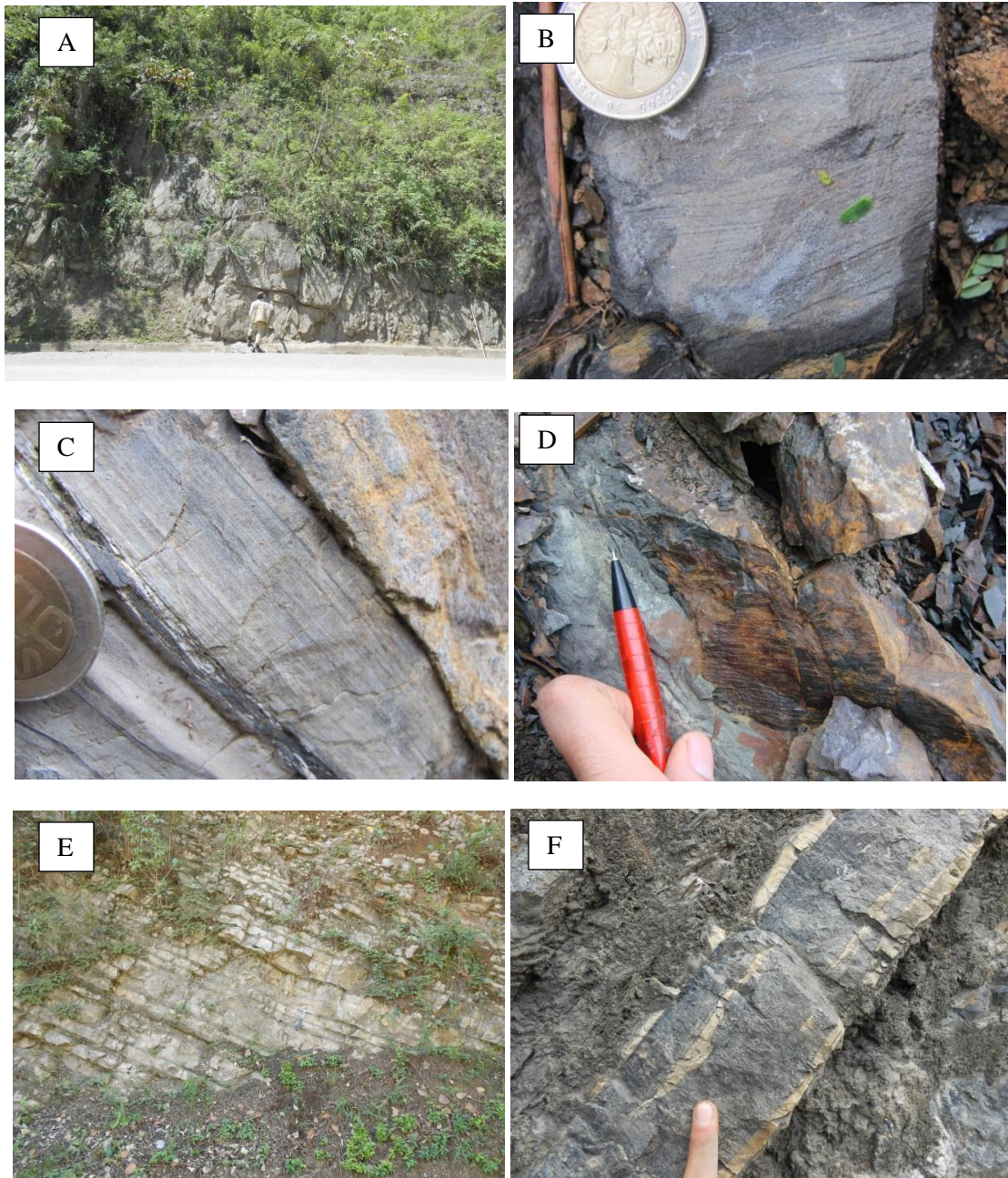
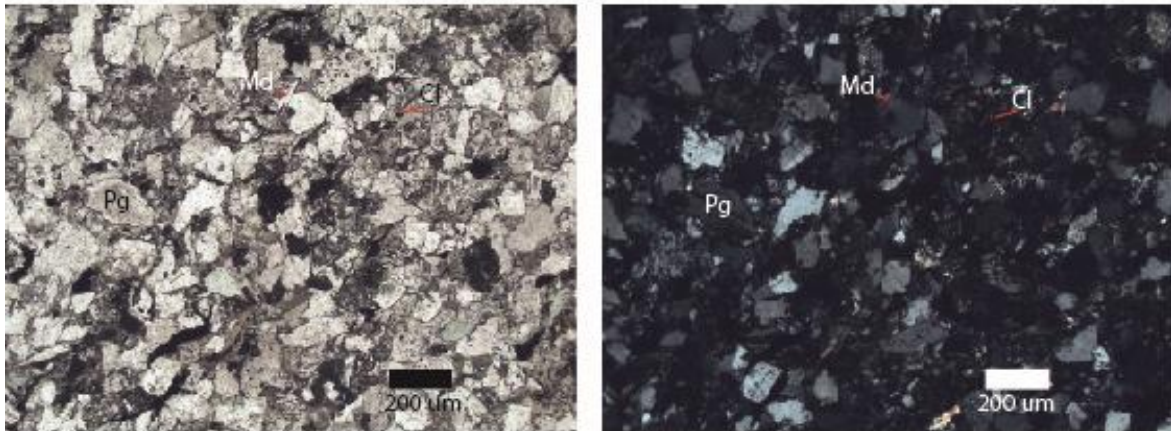
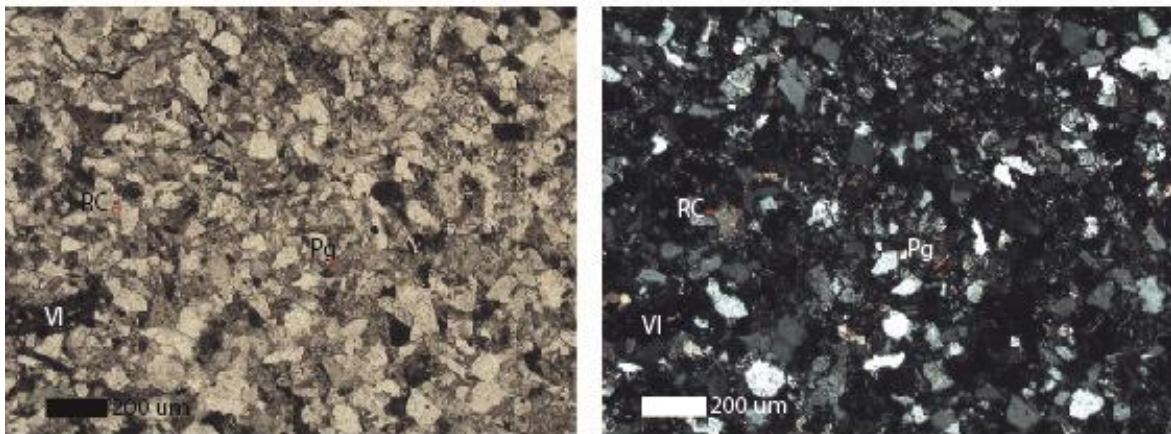


Figura 8 Fotografías de campo de las rocas de la Formación Penderisco. A) Arenitas masivas cuneiformes, pertenecientes al abanico superior del Miembro Urrao. B) Arenitas con laminación cruzada en capas subtabulares del abanico medio del Miembro Urrao. C) Arenitas con laminación plana-paralela del abanico inferior del Miembro Urrao. D) Capa de limolita con fragmentos de plantas (fragmento de tronco) que se encuentran en el abanico inferior del Miembro Urrao. E) Intercalaciones de biomicritas en capas medias y delgadas, intercaladas por arcillolitas calcáreas del Miembro Nutibara. F) Capa de Chert negro del Miembro Nutibara.

SDT004



SDT009



SDT012

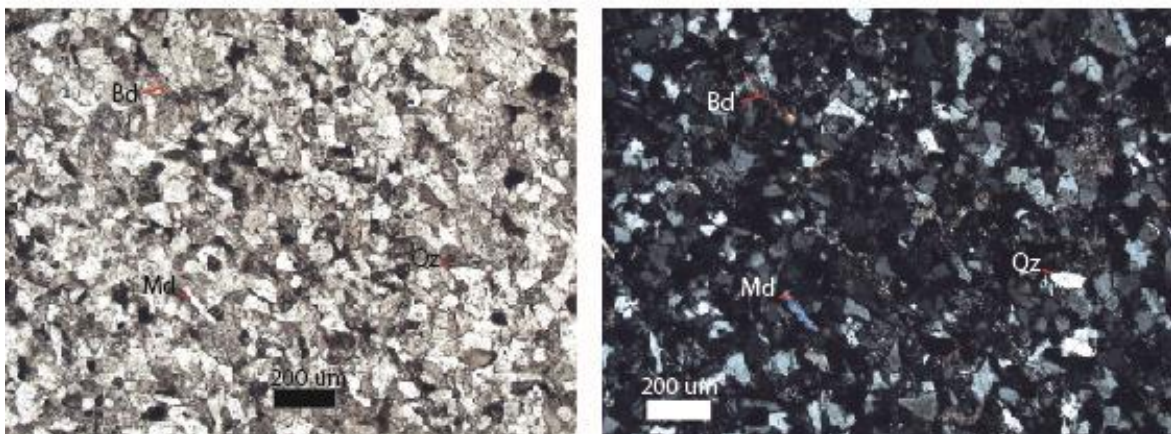


Figura 9 Fotografías de las secciones delgadas analizadas, se observan fragmentos de Plagioclasa (Pg), cuarzo (Qz), líticos volcánicos (VI) y en ocasiones moscovita detrítica (Md), Clorita (Cl) y reemplazamiento de carbonato (RC).

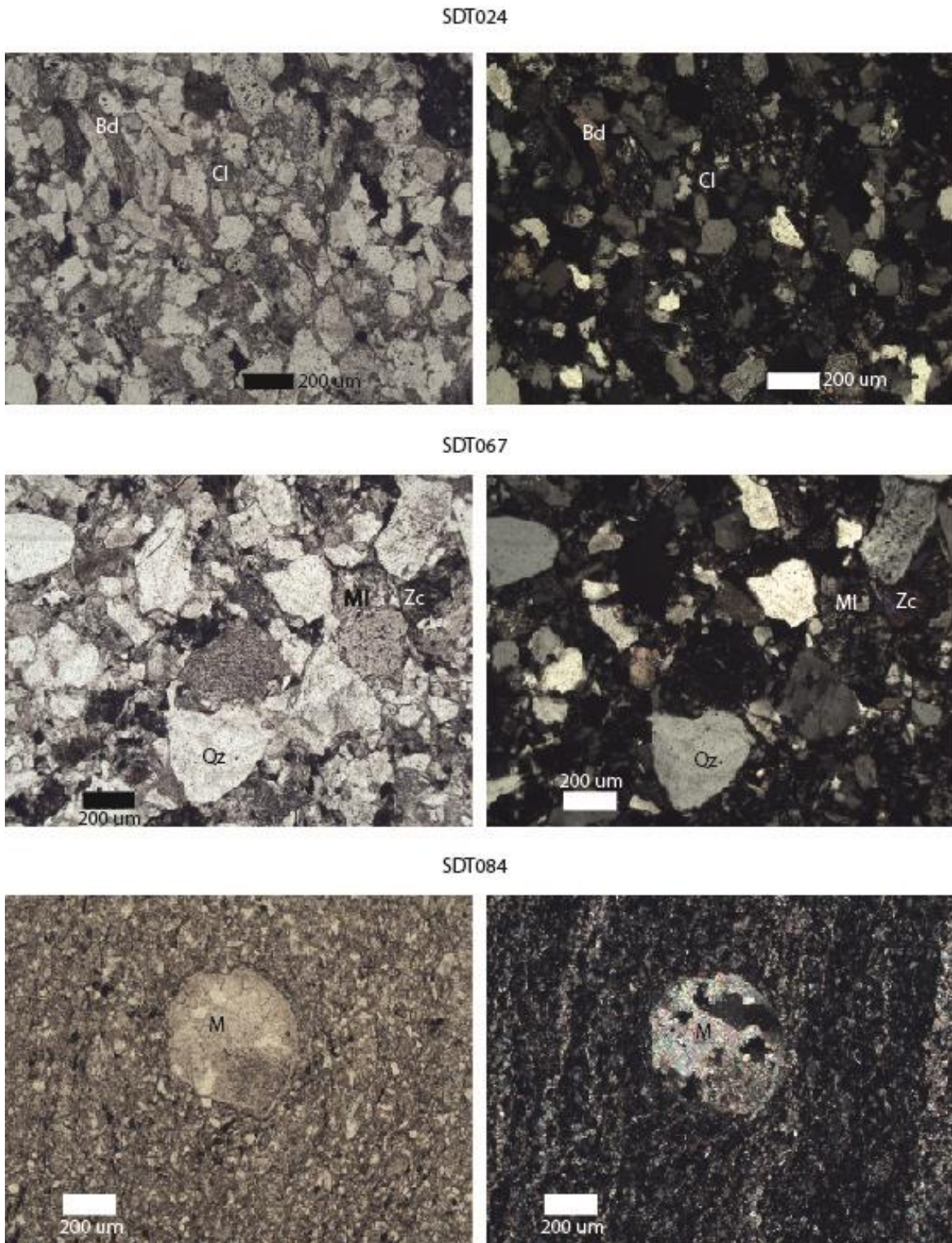


Figura 10 Fotografías de las secciones delgadas analizadas, se observan fragmentos de cuarzo (Qz), líticos metamórficos (MI) y en ocasiones biotita detrítica (Bd), Clorita (Cl) y Circón (Zc). En la biosparita arenosa se observa el fragmento de un molusco (M).

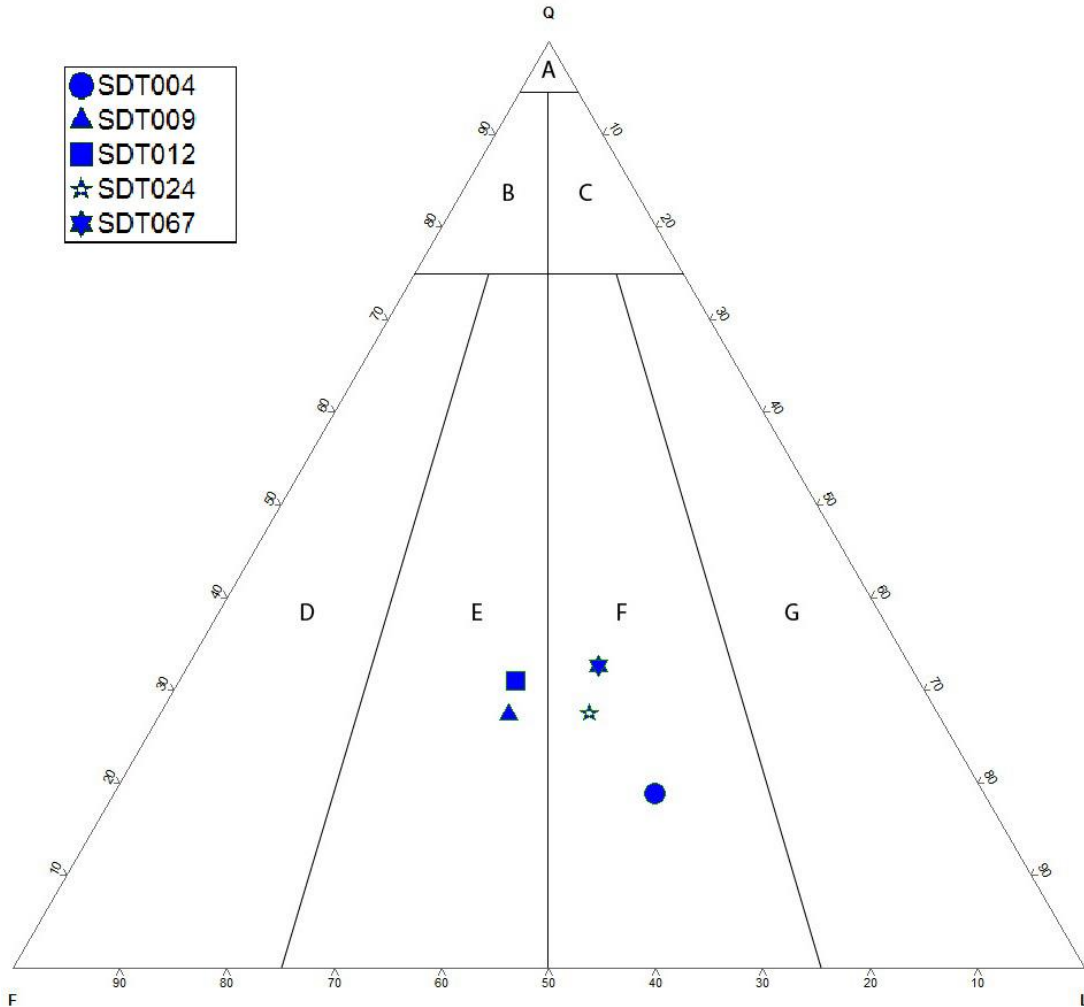


Figura 11 Clasificación petrográfica de las muestras recogidas, según Folk, 1974 mediante el análisis del armazón.

Muestra	Clasificación textural	Clasificación composiciona (Folk, 1974)
SDT004	Arenita de grano fino	Litoarenita arcósica
SDT009	Arenita arcillosa de grano fino	Arcosa lítica
SDT012	Arenita de grano fino	Arcosa lítica
SDT024	Arenita arcillosa de grano fino	Litoarenita arcósica
SDT067	Arenita de grano fino	Litoarenita arcósica

Tabla 1 Resultados del conteo de granos en las muestras de arenitas recolectadas.

3.4 Paleontología

En la Formación Barroso se reportan microfósiles del Aptiano-Albiano (*Ptychoceras* sp., y *Metahamites* sp.) y microfósiles de la misma edad como *Globigerinella escheri* (Kauffman) y *Ruboglovisgerina* sp. (Etayo *et al.* 1980). Mejía & Salazar, 1989 reportan el hallazgo de radiolarios cerca del municipio de Giraldo, los cuales fueron datados como Turoniano-Coniaciano. Teniendo en cuenta estos datos, se considera la Formación Barroso de edad Aptiano-Coniaciano.

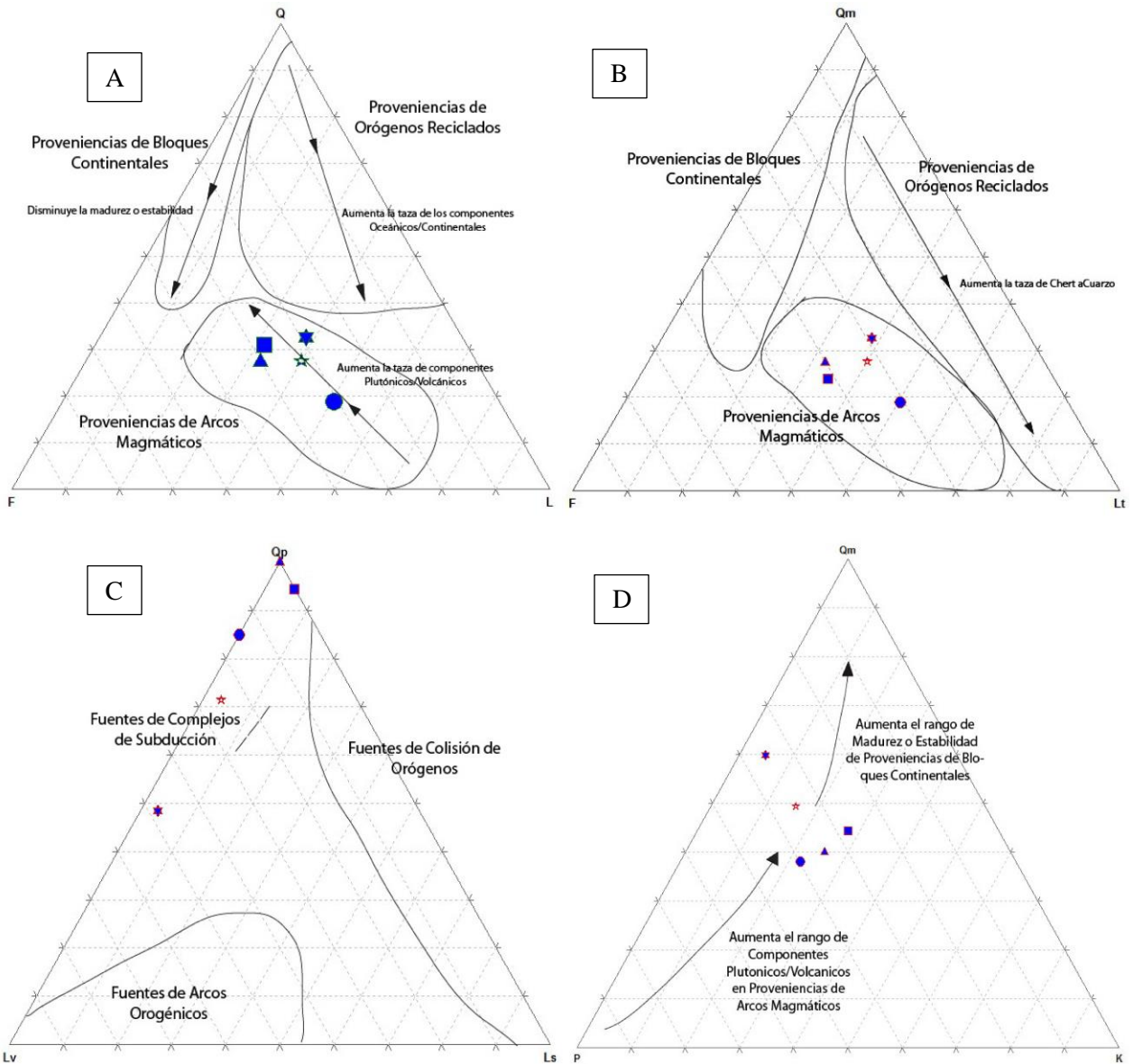


Figura 12 Diagramas triangulares de Dickinson & Suczek, 1979. En A y B se observa un triángulo de QFL (A) y un triángulo de QmFLt (B), donde se observa que las muestras se asocian con una proveniencia de arcos magmáticos. En C se observa un triángulo QmLvLs, donde las muestras se encuentran cerca de la zona de Fuentes de Complejos de Subducción. Finalmente, en D se observa que gran parte de los fragmentos de las arenitas provienen de rocas volcánicas.

En la base del Miembro Urrao se encontró el molde interno de un amonoideo casi completo (Figura 13), el cual conserva parte del caparazón. La concha es pequeña, con un ombligo estrecho, la sección de la vuelta es ovalada y ligeramente inflada; la ornamentación es relativamente fina, y consiste de costillas umbilicales redondeadas, relativamente gruesas y espaciadas, las cuales desaparecen hacia la parte media del flanco, dando el aspecto de ser rusirradiadas, de donde se

originan unas costillas delgadas y regulares con una ligera curvatura sigmoide, algunas costillas umbilicales se proyectan hasta la zona ventral. Por el hecho de presentar dos juegos de costillas, uno caracterizado por costillas gruesas hacia el ombligo y otro de costillas finas que tienden a desaparecer hacia el flanco y tener los flancos redondeados, se identifica este fósil como perteneciente al género *Pachydiscus* de **Zittel (1884)**. Debido a que forma bulas hacia la zona umbilical, y debido a que las costillas son sinuosas y rusirradiadas, este espécimen se puede comparar con la especie *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. flexosus*, de **Matsumoto et al. (1979)**, del Campaniano-Maastrichtiano. **Etayo (1989)** reporta *Nostoceras* sp.? y *Trochoceras* sp. en capas de turbiditas que, por su litología y posición geográfica, deben pertenecer al Miembro Urrao, fósiles indicativos del intervalo Campaniano tardío –Maastrichtiano temprano.

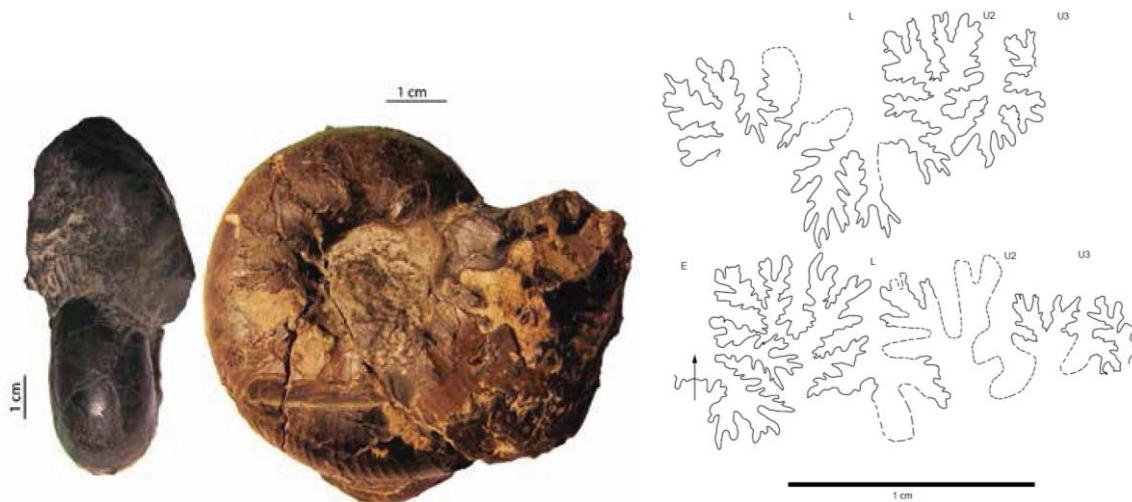


Figura 13 *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. flexosus* (MATSUMOTO) del Campaniano, encontrada en una concreción en la capa de esparita impura de la base de la Formación Penderisco.

Bourgeois et al. (1983) & Duque-Caro (1989) mencionan que el Miembro Nutibara contiene fauna microfósil del Cretácico tardío hasta el Paleoceno. En el transcurso de este estudio, se encontraron foraminíferos planctónicos trocoespirales de tamaño pequeño no quillados y foraminíferos grandes con enrollamiento trocoespiral que presentan dos quillas en las biomicritas y en las capas de chert se encontraron radiolarios (Figura 14), que posiblemente pertenecen al Maastrichtiano (Carlos Sánchez, comunicación oral). Un estudio bioestratigráfico detallado de esta fauna fósil permitiría precisar el rango de edades durante el que estos sedimentos fueron depositados.

3.5 Ambiente de depósito de la Formación Penderisco

Álvarez (1978) menciona que “el Miembro Urrao consta de una secuencia de más de 5 Km de espesor, de sedimentos tipo flysch plegados y fallados, con edad Cretáceo superior tardío, los cuales se pueden interpretar en términos de facies turbiditas proximales”, afirmación que numerosos autores retoman, postulando un origen turbidítico a las arenitas, conglomerados y lodolitas de esta unidad, (**Alvarez & Gonzalez, 1978; Etayo, 1989; Toussaint, 1996; González, 1997; González &**

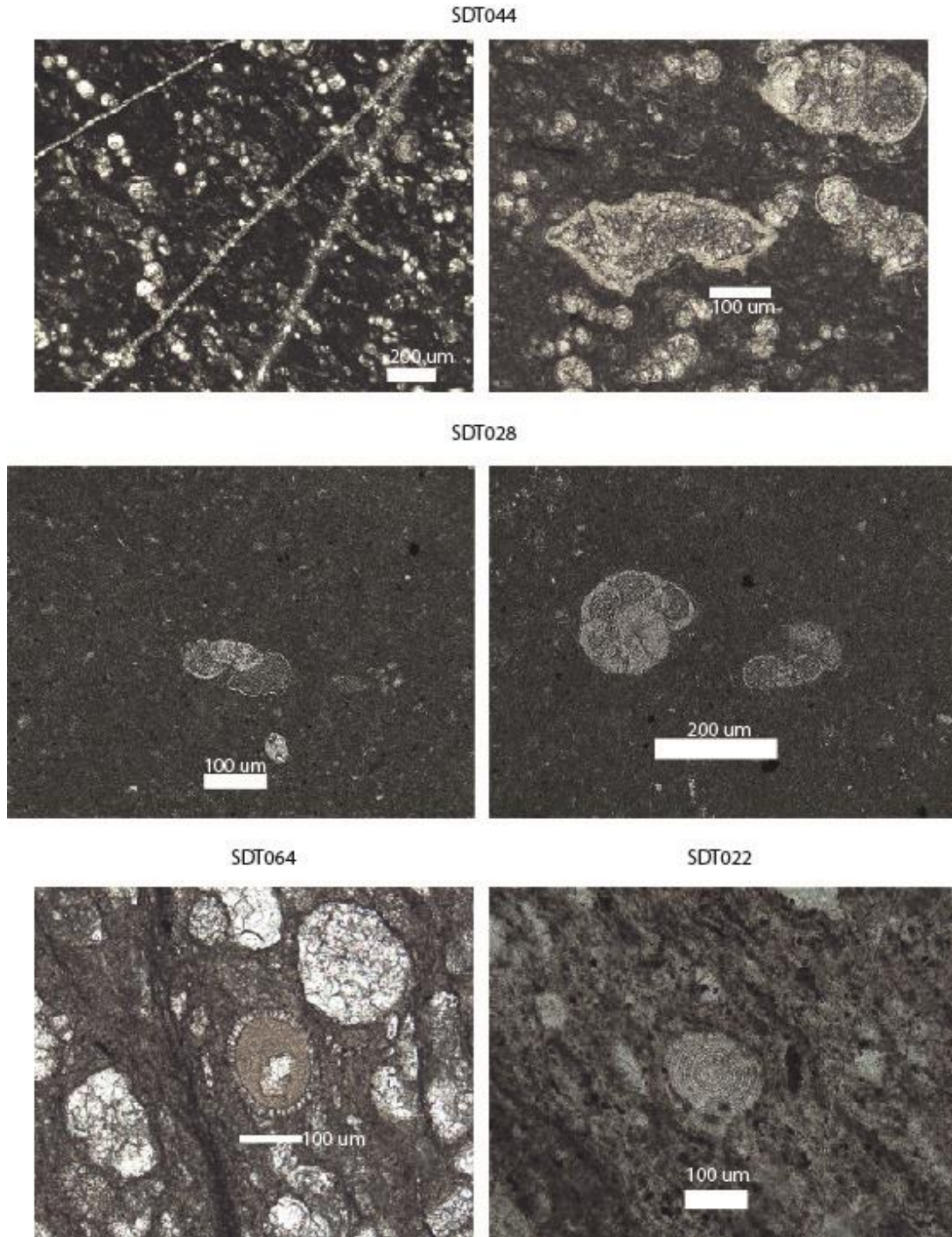


Figura 14 Fotografías de sección delgada de las biomicritas y los cherts del Miembro Nutibara. En las fotos de la muestra SDT044 se observa una biomicrita wackestone de foraminíferos con foraminíferos pequeños trocoespirales sin quilla (izquierda) y foraminíferos trocoespirales con doble quilla (derecha). En la muestra SDT028 se observan foraminíferos quillados y no quillados con enrollamiento trocoespiral. En la muestra SDT064 se observa un foraminífero relleno de fosfato y un cristal de calcita, y numerosos foraminíferos recrystalizados por calcita. Finalmente, se observa un radiolario en la muestra de chert SDT022.

Londoño, 2003). En esta sección examinamos esta hipótesis, apoyándonos en un análisis de facies con base en las observaciones de campo y la petrografía elaborada.

El concepto de turbiditas es simple y elegante, cada turbidita es el resultado de un único evento de corta duración, que una vez depositado es extremadamente difícil de ser retrabajado por otras corrientes (**Walker, 1984**) y da lugar a un estrato con una organización interna diagnóstica, este concepto implica la existencia de flujos turbulentos con cierta periodicidad, que dan lugar a secuencias rítmicas. Estos flujos de densidad ocurren generalmente en taludes continentales y en cañones submarinos, sin embargo, el modelo de facies mayormente aceptado (**Normak, 1970, 1978**) consiste de tres partes: Un valle canalizado en el abanico superior, un abanico medio compuesto por lóbulos que cambian periódicamente de posición y un abanico inferior plano sin canales.

En su concepción original, las turbiditas fueron relacionadas con la removilización de depósitos costeros hacia los ambientes marinos profundos como consecuencia de una desestabilización de los sedimentos del talud y a flujos de sedimentos por gravedad dentro de la cuenca (**Migliorini, 1949**). Sin embargo, este término se ha vuelto controvertido a lo largo del tiempo, ya que éste no es el único proceso que moviliza sedimentos en ambientes marinos profundos (**Shanmugam, 2002**) y existen clasificaciones de los flujos donde los miembros finales son los flujos de turbidez (flujos viscosos) y los flujos de detritos (flujos plásticos) (**Shanmugam, 1996**).

González & Londoño (2003) mencionan que los sedimentos del Miembro Urrao fueron depositados por turbiditas proximales formadas por corrientes de alta densidad. El término de turbidita de alta densidad fue propuesto por **Kuenen (1950)**, sin embargo, **Shanmugam (1996)** sustituye esta denominación por el término “flujos de detritos arenosos” (Sandy debris flows), el cual representa un espectro continuo de procesos entre flujos de detritos cohesivos y no cohesivos que se caracterizan por flujos laminares, una concentración moderada a alta de granos y una concentración baja a moderada de lodo.

Recientemente, fue propuesto un mecanismo alternativo para la generación de flujos de turbidez relacionado con las descargas directas de las crecientes de los ríos (**Normark & Piper, 1991; Stow et al., 1998 in Zavala et al., 2012, Mulder et al. 2003**) o flujos hiperpícnicos (**Mulder et al. 2003 & Zavala et al., 2011**). Estos flujos hiperpícnicos y sus depósitos (hiperpícnitas) se originan en el ambiente marino cuando la descarga de los ríos entra al océano con unas altas concentraciones de material en suspensión. Éstos se forman en la desembocadura de los ríos durante eventos de inundación de ríos pequeños a medios, generando gigantescos depósitos de sedimento, ya que la tasa de sedimentación de estos flujos, puede alcanzar hasta 1 a 2 m por cada 100 años (**Mulder et al. 2003**).

De acuerdo con lo anterior y con la descripción de facies, se puede interpretar que las facies previamente descritas se asocian con procesos de depositación de la siguiente manera:

Las facies **ACM** (Arenitas conglomeráticas masivas) y **AM** (Arenitas masivas) tienen características que sugieren que estas facies se depositaron como resultado de un flujo de detritos muy denso, que fue depositado por congelamiento del flujo por fricción y depositación en masa. Por otra parte, las facies **ALP** (Arenitas con laminación plana-paralela) que se depositaron como el

producto de sedimentos transportados como carga de suspensión en un flujo laminar denso (sand debris flows) y las facies **ALC** (Arenitas con laminación cruzada), que son el resultado de flujos turbulentos que llevan carga en suspensión, se pueden asociar con relleno de canales, **LM** (Lodolitas masivas) son el resultado de flujos densos de lodo, finalmente, las facies **ALP** (Arenitas con laminación plana-paralela y fragmentos de plantas), **LLP** (Lodolitas con laminación plana paralela), debido a la presencia de fragmentos de plantas y la laminación se interpretan estas facies como flujos laminares de baja densidad facies de flotación (lofting) (Zavala *et al.* 2011).

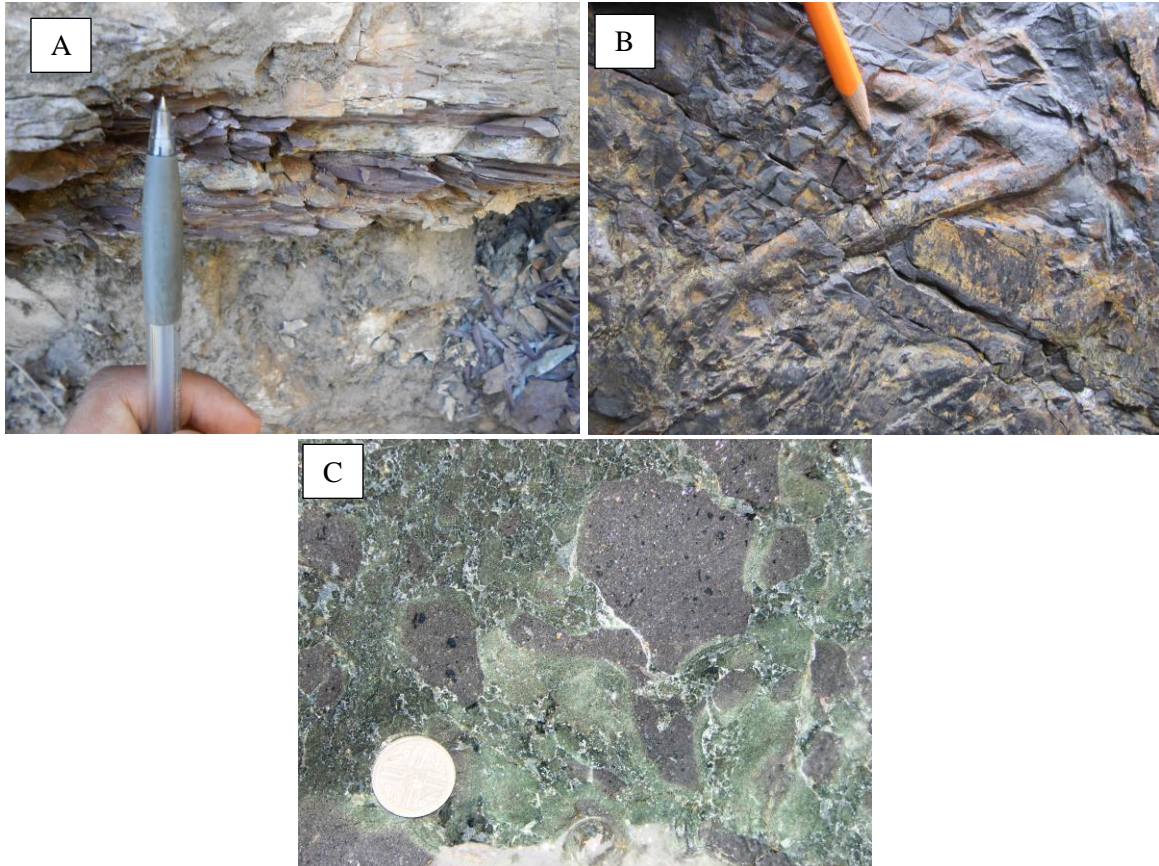


Figura 15 Indicadores de aguas profundas que se encuentran en la Formación Barroso y la Formación Penderisco: A) Calizas arcillosas de color rojo del Miembro Nutibara. B. *Ophiomorpha* sp. encontrados en el Miembro Urrao. C. Brechas hialoclásticas de la Formación Barroso.

Teniendo en cuenta las asociaciones de facies y la interpretación de cada una de las facies descritas sugieren que las rocas del Miembro Urrao son el resultado de la depositación de sedimentos transportados por flujos turbidíticos en un abanico submarino, ya que se pueden reconocer elementos arquitectónicos de este ambiente de depósito, como se ilustra en la **Figura 17** (Walker, 1984, Nichols, 2009):

Segmento 1: Las capas de esparita arenosa con olistostromas y concreciones, fueron producto de derrumbes submarinos, las capas medias de ACM en sets granocrecientes, junto con las intercalaciones de LM en capas delgadas con capas medias y de AM, ALP y ALC en gruesas

subtabulares corresponden probablemente a flujos confinados depositados en un canal principal, los cuales se encuentran confinados los depósitos de levée, representados por intercalaciones de ALP granodecrecientes y LLP en capas medias.

A esta sucesión del abanico superior le sigue una de capas subtabulares gruesas de ALC con granodecrecimiento y capas muy gruesas de AM con un gran contenido de moscovita, que posiblemente fueron depositadas como producto de flujos canalizados en el abanico medio, ya que el tamaño de grano es menor, esta sucesión grada al tope a intercalaciones de capas delgadas y medias subtabulares de AM y ALC con LM, que corresponderían a un lóbulo en el abanico medio.

Segmento 2: Este segmento, compuesto principalmente por LM, AM, por sus características representa una evolución desde un lóbulo supra-abanico proximal en el abanico medio hacia el abanico inferior, debido a que las LM y AM se encuentran inicialmente en igual proporción hacia la base y aumenta la proporción de LM, posteriormente comienza a progradar nuevamente hacia el abanico medio, ya que aumenta la proporción de AM.

Segmento 3: Las facies encontradas en este segmento se interpretan como producto de flujos no canalizados en un lóbulo supra-abanico, atravesado ocasionalmente por el canal principal del lóbulo como parte del abanico medio. Las intercalaciones de LLP y ALP representarían los flujos no canalizados, mientras que las esporádicas intercalaciones de AM, ALC y ALP se interpretan como flujos canalizados en un abanico medio.

Segmento 4: Este segmento contiene intercalaciones de las facies AM, LM, LLP y ALP, que se depositaron como flujos no estratificados en un lóbulo supra-abanico en la parte media del abanico submarino. Finalmente, hacia el tope de este segmento se observan las facies AM, en capas muy gruesas cuneiformes y granodecrecientes, con algunas intercalaciones de LLP como intercalaciones en capas muy delgadas y láminas, estas facies se habrían depositado como el producto de flujos confinados como relleno del canal principal en el abanico medio.

Las asociaciones de facies encontradas en el Miembro Nutibara sugieren que las rocas del Miembro Urrao son el resultado de la depositación de sedimentos en un talud continental con un muy pobre aporte de sedimentos, como se ilustra en la **Figura 17 (Walker, 1984, Nichols, 2009):**

Segmento 1: Las capas de Chert, con radiolarios y foraminíferos, lodolitas de color crema masivas en capas medias y biomicritas wackestone de color gris verdoso en capas delgadas con foraminíferos quillados y aglutinados, indican un ambiente de depósito en un talud continental donde no hubo un aporte de sedimentos terrígenos.

Segmento 2: En este segmento se observan intercalaciones de arenitas en capas gruesas, masivas y con laminación plana-paralela granodecrecientes en capas medias subtabulares con intercalaciones de lodolitas de color gris oscuro, chert negro y biomicritas de color gris oscuro, esta asociación de facies bien pudo haberse depositado en un talud continental donde actuaron flujos de turbidez en el talud, donde el aporte de sedimentos fue interrumpido intermitentemente.

Segmento 3: Finalmente, hacia el tope del Miembro Nutibara se observan nuevamente intercalaciones de chert negro, calizas de color rojo, crema y gris verdoso con foraminíferos

planctónicos, lodolitas con lentes de arena y lodolitas de color gris oscuro y tobas de ceniza, lo que indica que nuevamente se interrumpió el aporte de sedimentos terrígenos en el talud.

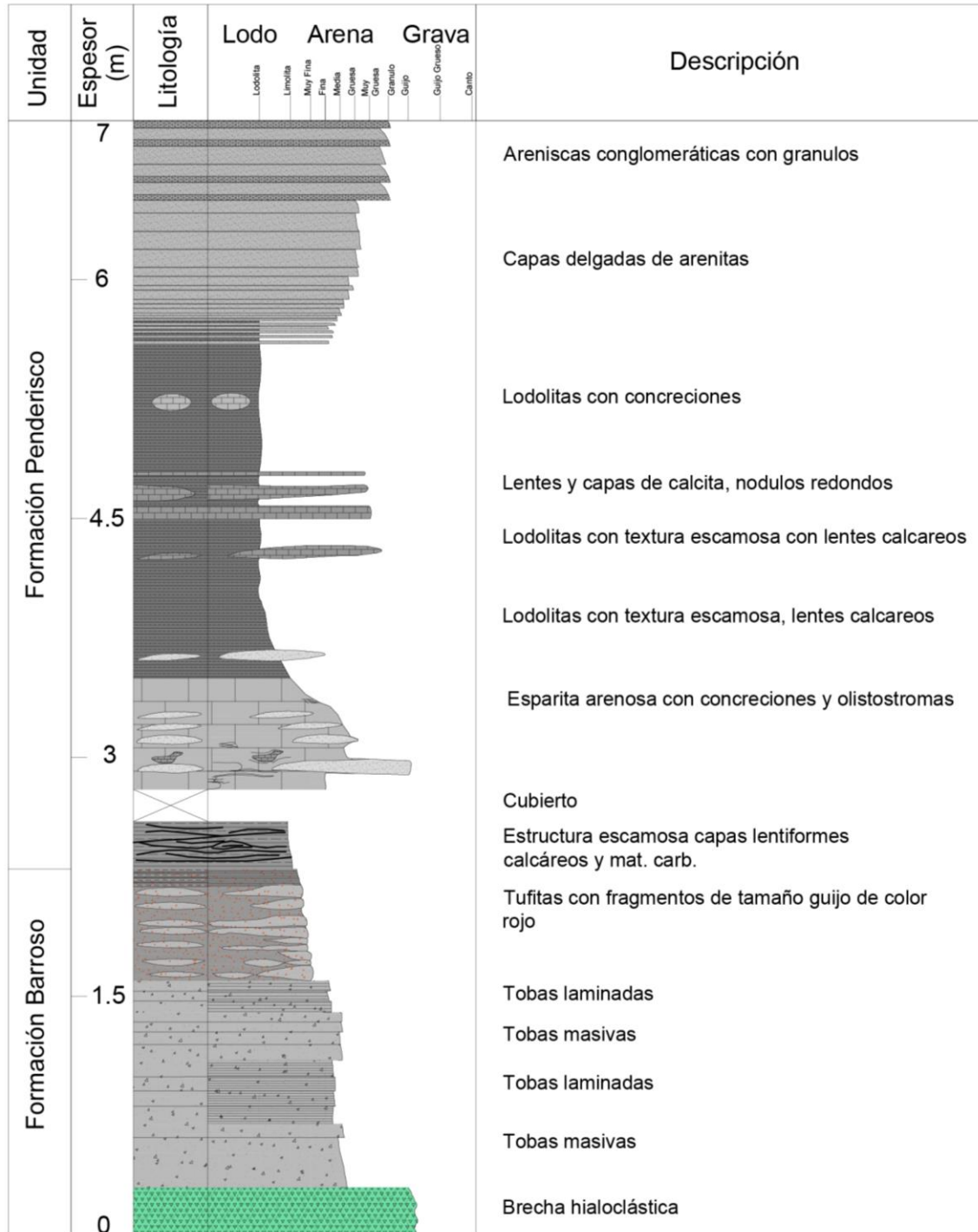


Figura 16 Contacto entre la Formación Barroso y la Formación Penderisco, se observan brechas hialoclásticas hacia la base, seguida por capas subtabulares de tobas laminadas y masivas, hacia el tope de la Formación Barroso

se observan tufitas con fragmentos de tamaño guijo de color rojo. Sobre éstas se observan lodolitas con estructura escamosa y olistostromas, seguido por el comienzo de una sucesión de turbiditas pertenecientes a la Formación Penderisco.

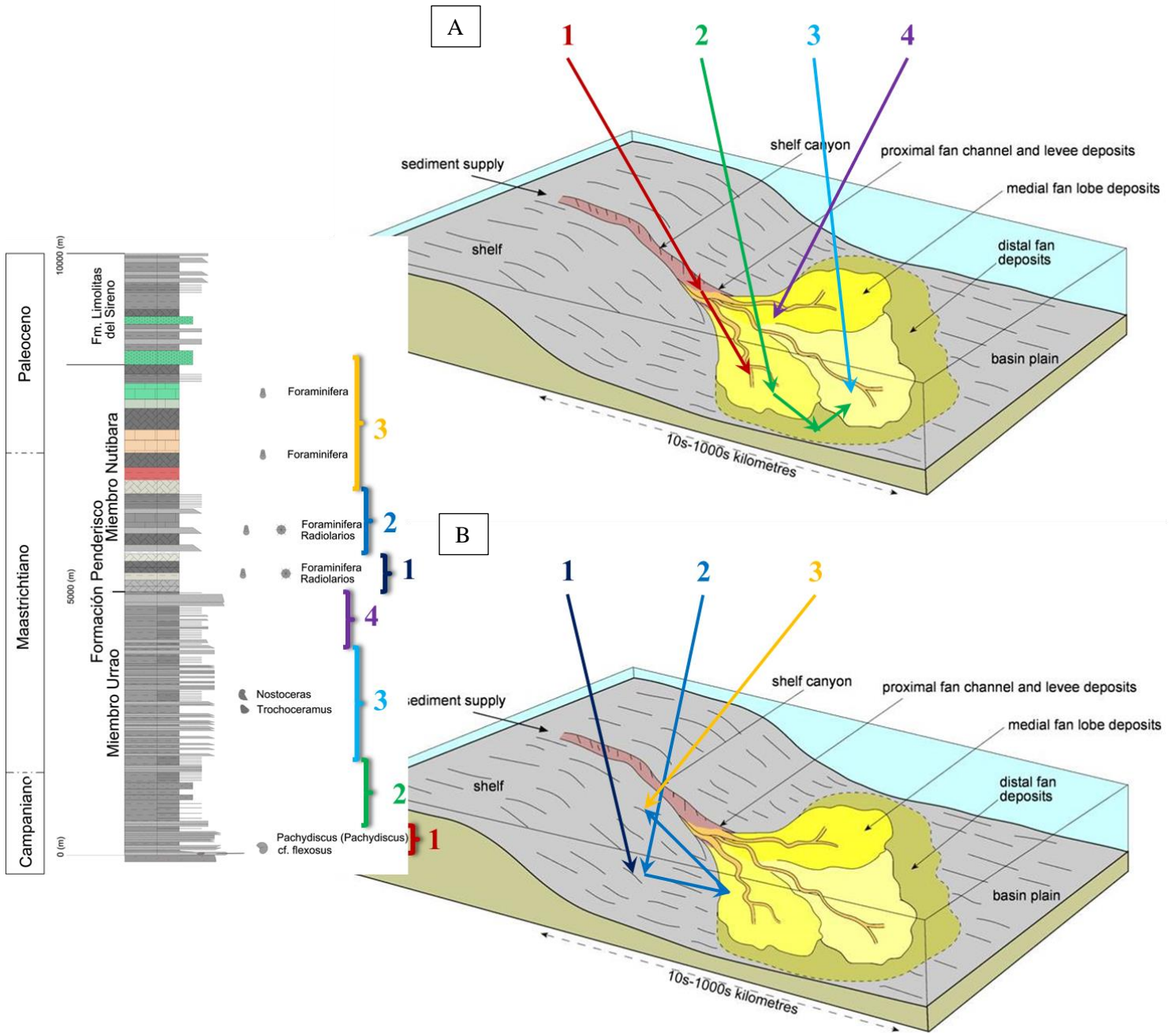


Figura 17 Esquema estratigráfico donde se ilustra la interpretación ambiental de los segmentos del Miembro Urrao (A) y el Miembro Nutibara (B), según el análisis de facies.

4. Correlaciones

Según la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005): “la correlación es el procedimiento para demostrar la correspondencia entre partes separadas geográficamente de una unidad geológica... Correlación es usada en este código como la demostración de correspondencia entre dos unidades geológicas según varias propiedades definidas y la posición estratigráfica relativa.” También menciona que existen tres formas de correlación: Litocorrelación, que relaciona unidades de litología y posición estratigráfica similar (o relación secuencial o geométrica para las unidades litodémicas); Biocorrelación, que expresa la similitud del contenido fósil y la posición bioestratigráfica; Cronocorrelación que expresa la correspondencia en edad y posición cronoestratigráfica.

En el norte y centro de la Cordillera Occidental y el occidente de la Cordillera Central de Colombia, se encuentran rocas, cuyos sedimentos se depositaron en cuencas separadas y donde se observan rasgos comunes en su ambiente de depósito, las formaciones Nogales, Cisneros y Penderisco. Estas tres unidades se depositaron en el intervalo Campaniano tardío-Paleoceno temprano (**Van der Hammen, 1958, Duque-Caro, 1975, Barrero, 1979, Etayo, 1980, Bourgois et al., 1983, Etayo, 1989, Duque-Caro, 1989**) y son posteriores al bloqueo de la subducción sobre la placa oceánica

Teniendo en cuenta que la edad de la Formación Penderisco es de Campaniano tardío a Paleoceno temprano y que fue depositada en un ambiente de talud, se puede elaborar una litocorrelación y una biocorrelación con la Formación Nogales (**Keizer, Nelson & Van der Hammen, 1955**) y la Formación Espinal (**Hubach, 1934, Barrero, 1979**) (Figura 18 18).

La Formación Nogales tiene un espesor de 670 m de espesor y se subdivide en 3 segmentos (**Pardo et al. 2004**), un segmento areno-conglomerático hacia la base, un segundo segmento compuesto por lodolitas calcáreas y silíceas de color negro con esporádicas intercalaciones de litoarenitas y finalmente un segmento de intercalaciones de arenitas y lodolitas de color negro que se depositaron posiblemente a partir de un Fan-delta, el cual se profundizó rápidamente, dando paso a abanicos submarinos donde se depositaron turbiditas y flujos de arena. En esta unidad se han encontrado hacia la base inocerámidos del género *Trochoceramus* y amonoideos del género *Nostoceras* en toda la unidad (**Pardo et al. 2004**). **Van der Hammen (1958)** identificó granos de polen que asocia con el Paleoceno, por lo que se concluye que la Formación Nogales se depositó en el intervalo Campaniano-Paleoceno.

La Formación Espinal se compone de cherts y arenitas hacia la base, hacia la parte media se observan shales terrígenos de color negro y hacia el tope predominan los shales, cherts y calizas de grano fino, con un espesor de aproximadamente 900 m (**Barrero, 1979**). **Barrero (1979)** reporta los foraminíferos *Siphogenerinoides* cf. *clavata* y *Plectofrondicularia rugosa proyecta*, según la cual estas rocas tendrían una edad post Coniaciano. Posteriormente, **Etayo (1989)** reporta un espécimen de *Trochoceramus* sp. encontrado en la sección tipo. La edad de la Formación Espinal sería de Campaniano tardío a Maastrichtiano temprano.

En la Figura 18 se propone una correlación entre las formaciones Nogales, Penderisco y Espinal, para efectos de esta correlación se compararon las características litológicas de estas unidades y la fauna fósil encontrada en las mismas. El segmento 1 de la Formación Nogales se puede correlacionar con un paquete de arenitas y arenitas conglomeráticas que ocurre aproximadamente a 100 m de la base de la Formación Espinal, y con el Miembro Urrao de la Formación Penderisco. Mientras que el segmento 2 de la Formación Nogales, compuesto por calizas de grano fino y lodolitas silíceas, se puede correlacionar con el resto de la Formación Espinal, compuesto por lodolitas negras y chert, y el Miembro Nutibara, donde se encuentran biomicritas, lodolitas negras y chert. El segmento 3 de la Formación Nogales se puede correlacionar litológicamente con la Formación Limolitas del Sireno, debido a su posición estratigráfica, sin embargo, no se puede correlacionar litológicamente con la Formación Espinal.

La evolución de cada una de estas unidades es independiente de las demás, y al haber sido depositados en ambientes marinos profundos, no es recomendable el uso de la estratigrafía de secuencias (**Catuneanu et al. 2011**). El intervalo grueso granular del Campaniano tardío y principios del Maastrichtiano, que es común en todas las formaciones, marca un evento colisional que termina con la subducción cretácica. Durante este evento ocurrió una flexión en la placa oceánica, que evoluciona hacia un antiforme, dando lugar al primer evento de exhumación registrado por **Villagómez & Spikings (2013)**, este plegamiento litosférico dio lugar a un sinforme que recibió el material detrítico de este evento de exhumación.

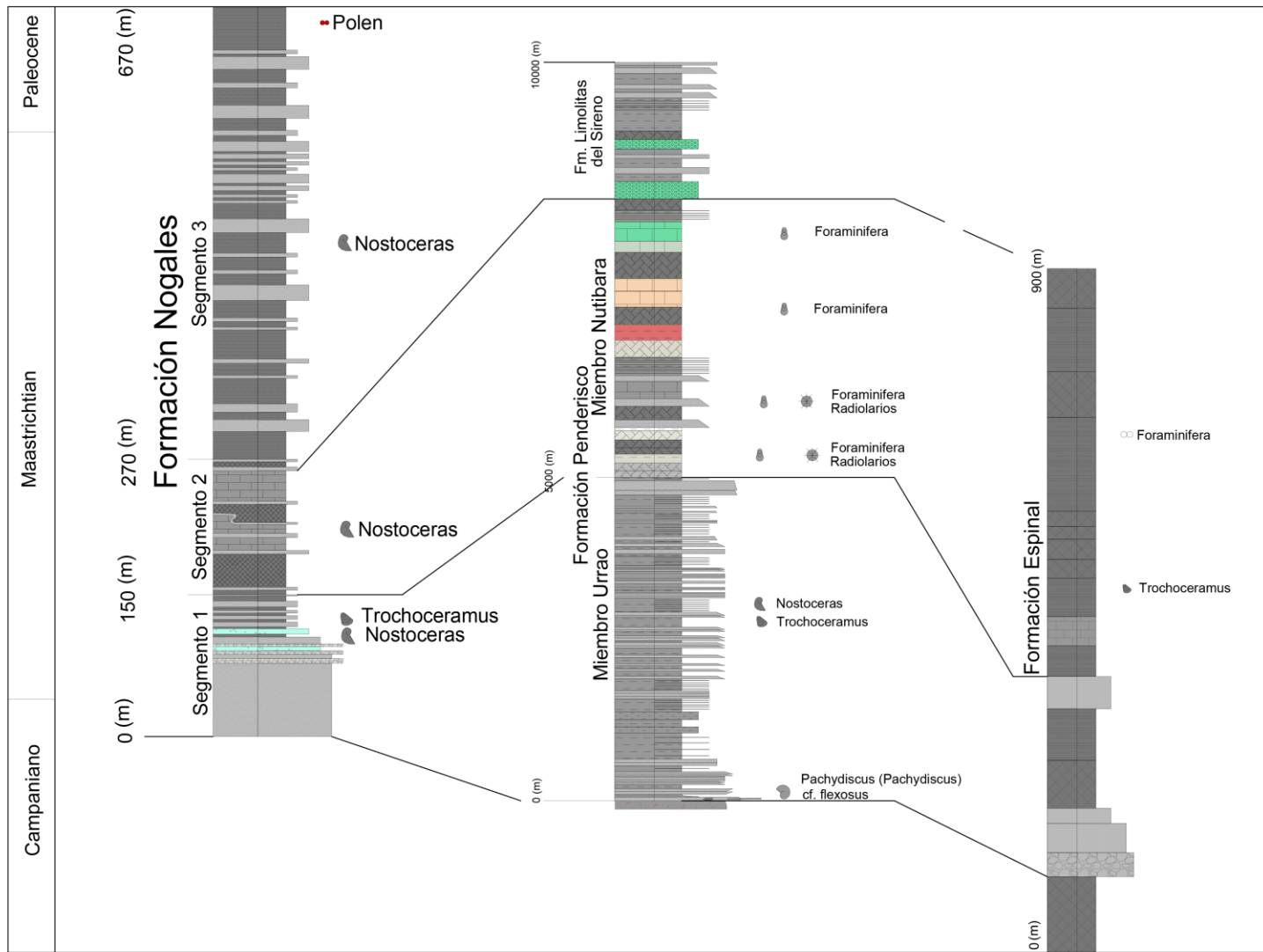


Figura 18 Correlación gráfica preliminar entre las formaciones Nogales (izquierda, modificada a partir de Pardo *et al.* (2004)), Penderisco (centro, este trabajo) y Espinal (derecha, modificada a partir de Barrero (1979)). Las líneas continuas encierran los intervalos que se pueden correlacionar tanto litológica, como bioestratigráficamente.

5. Discusión y Conclusiones

Las rocas sedimentarias que se encuentran en la Cordillera Occidental presentan problemas en su definición, por esta razón existen autores que sostienen que la nomenclatura de unidades litoestratigráficas es impracticable debido a la complejidad estructural, argumentando no es posible establecer una secuencia (Nivia, 1996, Gonzalez, 1996). Existen sin embargo mapas del Servicio Geológico Colombiano (González & Londoño, 2003) que carecen de fallas y suponen que los miembros Urrao y Nutibara hacen parte de una sucesión continua.

Según el **North American Stratigraphic Code (2005)**, las unidades litoestratigráficas se definen como “cuerpos de rocas sedimentarias, ígneas extrusivas, metasedimentarias o estratos metavolcánicos que se puede distinguir y delimitar con base en sus características líticas y su posición estratigráfica. Una unidad litoestratigráfica se conforma generalmente con la Ley de Superposición y tienen comúnmente una forma estratificada y tabular.” Según esta misma referencia, las unidades Litodémicas se definen como “un cuerpo de rocas predominantemente intrusivas, altamente deformadas o altamente metamorfozadas, distinguidas y delimitadas con base en las características de la roca”. Con base en estos criterios y según las características previamente descritas aplicamos la nomenclatura litoestratigráfica a estas rocas, ya que no se observaron fuertes deformaciones o metamorfismo y cumplen con la Ley de Superposición.

Como ya se ha presentado previamente, evidencias como los buzamientos, venas y clivajes verticales observados en el Miembro Urrao de la Formación Penderisco y en intercalaciones sedimentarias de la Formación Barroso, sugieren que estas unidades forman parte de un antiformal, ya que estas estructuras se alinean en dirección del eje de la estructura. En ocasiones se ha cartografiado el contacto entre la Formación Barroso y la Formación Penderisco como la Falla de Mistrató, sin embargo, en la sección descrita no se observaron fallas (Figura 16). En su lugar se observa que las rocas sedimentarias del Miembro Urrao se depositaron sobre las rocas ígneas de la Formación Barroso formando una discordancia litológica, ya que según la fauna fósil (Aptiano-Coniaciano para la Formación Barroso **Etayo et al. (1980)**, **Mejía & Salazar (1989)** y Campaniano tardío-Paleoceno para la Formación Penderisco **Etayo (1989)** **Bourgeois et al. (1983)** & **Duque-Caro (1989)**, este trabajo), es posible que exista un hiato entre estas dos unidades y además no existe una transición entre las secuencias volcánica y sedimentaria. Lamentablemente, la información bioestratigráfica existente es muy pobre para poder confirmar la hipótesis de un hiato entre estas dos unidades, estudios bioestratigráficos más detallados permitirían confirmar o descartar la presencia del mismo. Hacia el W se observaron rocas con clivajes más horizontales, pliegues y buzamientos cada vez más suaves, donde por efectos gravitacionales se formaron

pliegues de segundo o tercer orden e incluso fallas con pocos metros de salto, razón por la cual es posible describir una columna coherente de estas rocas.

En la petrografía elaborada se observaron predominantemente en las arenitas del Miembro Urrao contactos planares y cóncavo-convexos, matriz arcillosa y fenómenos de reemplazamiento de calcita en granos de feldespato (un fenómeno común en la diagénesis de rocas siliciclásticas al introducirse fluidos calientes ricos en sílice **Milliken, 2003**), mientras que en las calizas y cherts del Miembro Nutibara se observaron fenómenos de recristalización y venas (Figura 14). Estas características evidencian que las rocas de la Formación Penderisco son rocas sedimentarias que fueron afectadas por fenómenos diagenéticos y que no alcanzaron ningún grado de metamorfismo y no se encuentran fuertemente deformadas. Estos argumentos sugieren que el uso de unidades litoestratigráficas es adecuado para el Grupo Cañasgordas, así como para unidades como la Formación Nogales y demás rocas sedimentarias de la Cordillera Occidental.

En la Figura 19 se observa un diagrama Wheeler, donde se resume la evolución geológica del NW del departamento de Antioquia, en esta reconstrucción paleogeográfica, la Falla de Romeral es un rasgo dominante, que separa una corteza continental al E de una corteza oceánica al W. El análisis de proveniencia elaborado previamente sugiere que los sedimentos provienen de un arco volcánico, posiblemente en un complejo de subducción, el cual pudo tener la siguiente configuración: La corteza continental, perteneciente a la Placa Suramericana está representada por la presencia de los Esquistos de Valdivia, cuyo metamorfismo es de edad pre-cretácica (**Gonzalez, 1996**). A esta corteza se le adosaron las rocas de la Formación Quebradagrande, que fue depositada durante el Barremiano y el Aptiano (**Grosse, 1926**), ocupando una posición supra-subducción (**Nivia, 2006**). Posteriormente se desarrolla una subducción, al tiempo que se construye un plateau relacionado con el punto caliente de Galápagos (**Kerr et al., 1997, Whaltam & Stern, 2014**) durante el Aptiano-Coniaciano (Formación Barroso), durante este período de tiempo también fueron emplazados cuerpos ígneos en la Corteza oceánica hacia el E *i.e.*, como el Batolito de Antioquia (94.5 ± 1.7 y 83.75 ± 0 Ma, **Vinasco et al. 2011**), la Cuarzodiorita de Sabanalarga (97 ± 10 Ma, **Nivia & Gómez, 2005**) y el Gabro de Santa Fé (97 ± 10 Ma, **Nivia & Gómez, 2005**).

Historias de enfriamiento reconstruidas para rocas de varias unidades litodémicas de las cordilleras Central y Occidental permitieron separar tres eventos de rápido enfriamiento, que se pueden asociar con pulsos de exhumación (**Villagomez & Spikings, 2013**). Entre estos eventos, se observa en la Cordillera Central un evento de rápido enfriamiento entre ~ 75 – 70 Ma (Campaniano), asociado con fuertes tasas de exhumación ($\sim 1,6$ km/Ma), que asocian con la acreción del Terreno Calima (Late Cretaceous Caribbean Large Igneous Province). Este pulso de enfriamiento, asociado con la interrupción de la formación de corteza oceánica podría asociarse con el bloqueo de la subducción ocurrida a partir del Aptiano.

De acuerdo con el análisis de facies, se interpreta que la parte inferior del Miembro Urrao representa una fase de profundización, en la que un abanico submarino retrocede desde un abanico submarino proximal hacia un abanico submarino distal (segmentos 1 y base del 2). Posteriormente se observa en los siguientes segmentos de esta unidad una progradación del abanico desde su parte distal hacia su zona proximal (tope del segmento 2 y segmentos 3 y 4). Estudios más detallados son

necesarios para determinar las geometrías de los elementos arquitectónicos, lo que permitiría determinar con mayor confiabilidad la naturaleza de los depósitos en un abanico submarino. La abundancia de fragmentos de rocas metamórficas y al espectro composicional de las plagioclasas, indican que los sedimentos del Miembro Urrao se derivaron de las rocas metamórficas del basamento de la Cordillera Central, conocidas como los Esquistos de Valdivia, (**Gonzalez, 1996**). Los fragmentos de rocas volcánicas pueden haber sido arrancados del Grupo Quebradagrande, sin embargo, un estudio de minerales pesados debería aportar más luces a este problema.

Posteriormente, disminuye el aporte de sedimentos en la cuenca y un posible aumento en la actividad volcánica podría explicar la presencia de cherts de radiolarios, sin embargo, la asociación de radiolarios junto con foraminíferos quillados y aglutinados, las intercalaciones de depósitos turbidíticos con olistostromas y las intercalaciones de rocas ígneas que se encuentran en el Miembro Nutibara sugiere que los sedimentos del mismo fueron depositados en un talud de un margen continental o en llanuras abisales.

De acuerdo con la información lito y bioestratigráfica se puede elaborar una correlación con otras unidades de las cordilleras Central y Occidental, a pesar de pertenecer a cuencas independientes una de otra, la ocurrencia de arenitas que representan una profundización en el ambiente de depósito de ambientes marinos someros a ambientes de talud o ambientes marinos profundos a finales del Campaniano y comienzos del Maastrichtiano como lo son las formaciones Nogales, Penderisco y Espinal apoya el postulado de **Villagomez & Spikings (2013)** de que producto del fuerte levantamiento ocurrido entre ~75–70 Ma produjo la depositación de unidades siliciclásticas en la zona de antearco. Posterior a este rápido evento de enfriamiento, se observa un período con tasas de exhumación baja (~0,3 km/Ma), permitiendo la depositación de biomicritas wackestone de foraminíferos y cherts de radiolarios en taludes, como lo son el segmento 2 de la Formación Nogales y el Miembro Nutibara. Finalmente, un aumento en el aporte de sedimentos permitió la depositación de turbiditas distales en el segmento 3 de la Formación Nogales, que se puede correlacionar con la Formación Limolitas del Sireno.

Lastimosamente, la pobre información bioestratigráfica disponible hace poco fiables las correlaciones previamente hechas, ya que el rango de edad de muchos de los fósiles descritos en este trabajo y reportados en las unidades de la Cordillera Occidental son aun pobremente entendidos debido a que muchos no fueron recolectados en una columna estratigráfica, sino que son el resultado de hallazgos aislados (**Etayo, 1980, Etayo, 1989, Bourgois et al., 1983** entre otros). Debido a lo anterior, estudios estratigráficos con mayor énfasis en la bioestratigrafía cobran importancia para elaborar correlaciones más fiables en las unidades de la Cordillera Occidental.

Marco bioestratigráfico y proveniencia de la Formación Penderisco, y su significado en la formación de un domo marginal a las Fallas de Romeral

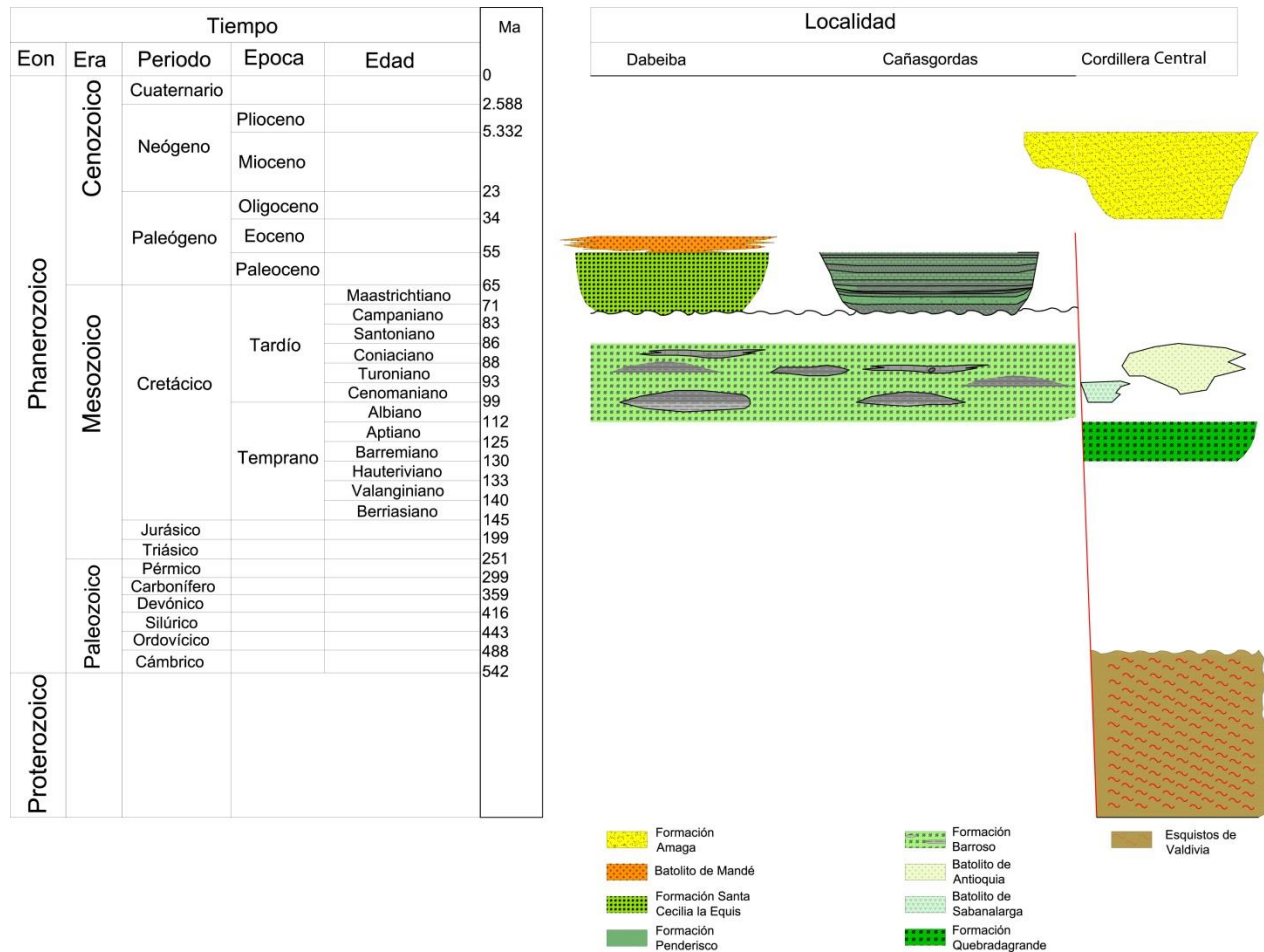


Figura 19 Diagrama Wheeler, donde se observa la evolución estratigráfica y estructural del norte de la Cordillera Occidental y la Cordillera Central. Durante el Cretácico tardío, una fuerte actividad volcánica se desarrolló hacia el occidente, lo que dio origen a la Formación Barroso mientras que hacia el este, en la Cordillera Central, fueron emplazados varios cuerpos ígneos, como el Batolito de Sabanalarga y el Batolito de Antioquia. Entre el Campaniano y el Maastrichtiano la formación de un apilamiento antiformal es propuesto, abriendo espacio para la deposición de la Formación Penderisco y el Complejo de Santa Cecilia-La Equis.

Bibliografía

- Alvarez, J., 1971a. Mapa geológico generalizado y localización del muestreo geoquímico de la Cordillera Occidental, Departamentos de Chocó y Antioquia. Ingeominas. Medellín.
- Alvarez, E. & González, H. 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). Mapa escala 1:100.000. Ingeominas, Informe 1761, 347 p. Medellín.
- Barrero, D., 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. Publicaciones Especiales del Ingeominas. Ingeominas.
- Botero, G., 1975. Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. Rev. Minería, 27(169-179):8336-8342. Medellín.
- Bourgois, J., Glacon, G., Tourmon, J., Toussaint, J., 1983. Edades Paleoceno y Eoceno Inferior en la parte norte de la Cordillera Occidental de Colombia. Conf. Geol. Caribe, Mem. 370 p. Cartagena.
- Bourgois, J., Toussaint J.F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L.A., Acevedo, A.P., Parra, E., and Tournon, J., 1987. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes), Tectonophysics, 143, p.307-327.
- Case, J.E., Duran L.G., Lopez, A., Moore, R., 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama, Geological Society of America Bulletin, v. 82 100, p. 2685-2712.
- Catuneau, O., Galloway, W., Kendall, C.G. St. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker M. E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, Vol. 44/3, 173-245, Stuttgart.
- Dickinson, W. R. & Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and Sandstone Compositions. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V. 63 No. 12 P. 2164-2182. 7 Figs., 1 Table.
- Duque-Caro, H., 1975. Los foraminíferos planctónicos y el terciario de Colombia. Revue Española de Micropaleontol 7 (3): 403-427.
- Duque-Caro, H., 1989. El arco de Dabeiba: nuevas aportaciones al conocimiento del noroccidente de la Cordillera Occidental. 5 Congr. Col. Geol., 1:108-126. Bucaramanga.
- Etayo, F., 1980. Mid-Albian Ammonites from Northern Western Cordillera, Colombia, Geología Norandina 2: 25-30.

- Etayo, F., 1985. Trochoceras del Campaniano-Maastrichtiano en la Formación Espinal de la Cordillera Occidental de Colombia. *Geología Norandina* 9: 27-30.
- Etayo, F., 1989. Campanian to Maastrichtian fossils in the northeastern western Cordillera Colombia. *Geología Norandina* 11: 24-31.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, TX, 182 pp.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N. E., Tejada, M. L., Jiménez, D. M., Sepúlveda, J., Osorio, J. A., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H., 2007. Mapa Geológico de Colombia escala 1:2'800.000. Ingeominas
- González, H. 1996. Mapa geológico del departamento de Antioquia. Geología, recursos minerales y amenazas potenciales. Escala 1:400.000. Memoria explicativa. Ingeominas.
- González, H., 2001. Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000: Medellín, INGEOMINAS. p.240
- González, H., Londoño, A. C., 2003. Geología de las planchas 129 Cañasgordas y 145 Urrao. Escala 1:100,000. Memoria explicativa. Ingeominas. Bogotá.
- Grosse, E., 1926. Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia. 361 p., D. Reiner, Berlin.
- Göbel, V. & Stibane, F., 1979. K/Ar hornblende ages of tonalite plutons, Cordillera Occidental, Colombia. *U. Nal., Publ. Esp. Geol.*, (19):1-2. Medellín.
- Guzmán, G., 2007. Stratigraphy and Sedimentary Environment and Implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt, Northwestern Colombia. Ph.D. Thesis, University of Liège, Belgium. p.275
- Hubach, E., Alvarado, B., 1934. Geología de los departamentos Valle y Cauca en especial del carbón. *Serv. Geol. Nal., Informe* 224, 237 p.
- Kammer, A., 1993. Las Fallas de Romeral y su Relación con la Tectónica de la Cordillera Central. *Geología Colombiana*, 18, pp. 27-46, 11 figs. Bogotá.
- Keizer, J., 1955-1956. Mapa geológico de la Hoya del Alto Río Cauca, escala 1:100.000; planchas I, II, III y IV (En parte en colaboración con Nelson H. W.). Instituto Geológico Nacional.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., Sinton, C.W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology* vol. 38, p. 677-702.

- Konstantinovskaya, E., & Malavielle, J., 2011. Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophysics* vol. 502, p. 336–350.
- Kuenen, Ph. H., 1950. Turbidity currents of high density. 18th International Geological Congress (1948), London, Reports, pt. 8, *The Geology of Sea and Ocean Floors*, 44– 52.
- Milliken, K.L., 2003. Late Diagenesis and Mass Transfer in Sandstone-Shale Sequences. Pp. 159-191. In *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks* (ed. F.T. Mackenzie) Vol. 7 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian) Elsevier, Pergamon, Oxford.
- Matsumoto, T., Kanie, Y., Yoshida, S., 1979. Notes on *Pachydiscus* from Hokkaido (Studies on the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien - XXXIX). *Memories of the Faculty of Sciences, Kyushu University, Ser. D. Geol.*, XXIV (2), pp 47 - 73.
- Mejía N., M. & Salazar S., G., 1989. Geología de la Plancha 114 (Dabeiba) y parte W de la 115 (Toledo) Escala 1:100,000. Memoria explicativa. Ingeominas. Medellín.
- Mejía N., M., 1984. Geología y geoquímica de las Planchas 130 (Santa Fe de Antioquia) y 146 (Medellín Occidental). Escala 1:100.000. Memoria explicativa. Ingeominas. Medellín.
- Migliorini, C.I., 1949. Sedimentazione delle brecciole calcaree e del macigno. *Atti Società Toscana di Scienze Naturale, Memorie A*, 56: 2141.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Jouanneau, J.-M., Bellaiche, G., Guérinaud, S., Querneau, J., 2003. Deposits related to the failure of the Malpasset Dam in 1959. An analogue for hyperpycnal deposits from jökulhlaups. *Marine Geology* 26, 81–89.
- Nichols G.; 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Second Edition. Wiley-Blackwell. West Sussex.
- Nivia, A., 1996. El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la provincia litosférica oceánica cretácica occidental en un prisma acrecionario. VII Congreso Colombiano de Geología. Tomo III.
- Nivia, A. & Gómez, T., 2005. El Gabro Santa Fe de Antioquia y la Cuarzodiorita Sabanalarga, una propuesta de nomenclatura litoestratigráfica para dos cuerpos plutónicos diferentes agrupados previamente como Batolito de Sabanalarga en el Departamento de Antioquia, Colombia. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín.
- Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C., Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21 423–436.
- Normak, W. R. & Piper, D. J. W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record, in R. H. Osborne, ed., *From shoreline*

to abyss: Contribution in marine geology in honor of Francis Parker Shepard: SEPM Special Publication 46, p. 207–230.

- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005. North American Stratigraphic Code. AAPG Bulletin, v. 89, No. 11. 1547-1591.

- Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sanchez, M., Gomez-Cruz, A. de J. 2004. Estratigrafía de algunos depósitos del Cretáceo Superior en las cordilleras Central y Occidental de Colombia: implicaciones regionales. *Revue internationale de Géologie, de Géographie et d'Ecologie tropicales*. Ulg – PPMB .Liège, Belgium.

- Restrepo-Pace, P.A. & Cediel, F., 2010. Northern South America basement and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 764-771.

- Rodríguez-Jiménez, V.R., 2010. Fábrica y emplazamiento de la Diorita de Pueblito, NW Cordillera Central de Colombia: análisis de fábrica magnética y mineral. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

- Shanmugam, G., 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research* 66, 2– 10.

- Shanmugam, G., 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* 58 pp. 311– 341

- Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiquilla, H., Escobar, R., 1982. Setting characteristics and age of the Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. *Economic Geology* 77 pp. 1837-1850.

- Stow, D.A.V., Faugères, J.C., Vianna, A., Gonthier, E., 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology*, 115: 3-31.

- Toussaint, J. F. 1996. Evolución geológica de Colombia. Cretácico. *U. Nal.*, 3: 1-277. Medellín.

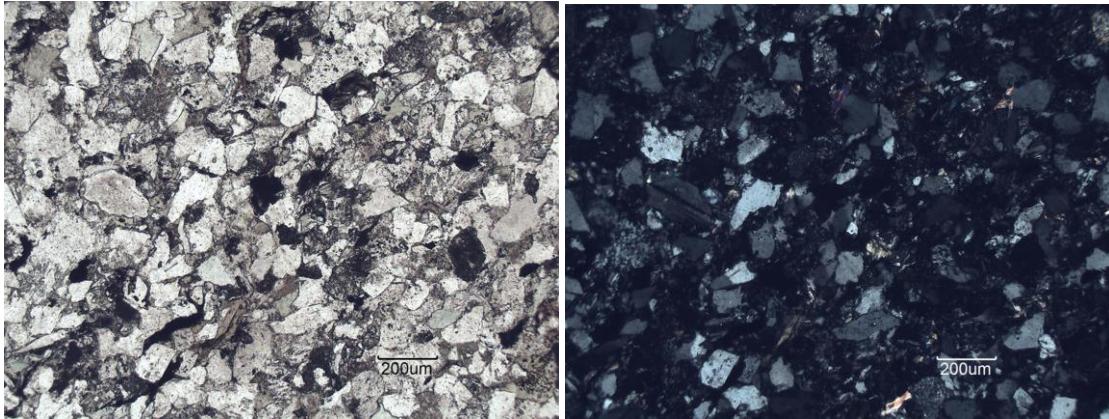
- Van der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*, v. 6, p. 67-128.

- Villagómez, D., Spikings, R., Mora, A., Guzmán, G., Ojeda, G., Cortés, E., & van der Lelij, R. 2011. Vertical tectonics at a continental crust-oceanic plateau plate boundary zone: Fission track thermochronology of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *TECTONICS*, VOL. 30, TC4004, doi: 10.1029/2010TC002835.

- Villagómez, D., Spikings, R., 2013, Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *TECTONICS*, VOL. Lithos 160–161, 228–249
- Vinasco, C.J., Weber, M., Cardona, A., Areiza, M., Restrepo, S., Pindell, J., Pardo, A., Toro, L.M., Lara, M., 2011. Geological transect through an accretionary margin, Western Colombia. Field trip September 3-5, 2011, IGCP Project 546 "Subduction zones of the Caribbean", Medellín.
- Walker R.G.; 1984. *Facies Models*. Geoscience Canadá. Second Edition. Ontario. Cap. 11.
- Whattam, S.A. & Stern, R.J., 2014. Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, 27, 38-63.
- Zavala, C., J. Marcano, J. Carvajal, and M. Delgado, 2011. Genetic índices in hyperpycnal systems: A case study in the late Oligocene –early Miocene Merecure Formation, Maturin Subbasin, Venezuela, in R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water— Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology* 61, p. 53– 73.
- Zavala, C., Arcuri, M. & Blanco Valiente, L., 2012. The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, Genève Vol. spéc. 11: x-xx
- Zuluaga, J.; Hoyos, P. 1978. Estudio geológico del Grupo Cañasgordas: sección Boquerón de Toyo – Dabeiba. Tesis (Inéd.) U. Nal., 147 p. Medellín.

A. Anexo: Petrografía de rocas siliciclásticas

SDT004



Textura				
	Armazón	Matriz	Cemento	Total
No de puntos	150	15	8	173
%	86.7	8.7	4.6	100
	90.9	9.1		
	Arena media	Arena fina	Total	
No de puntos	98	52	150	
%	65.3	34.7	100.0	

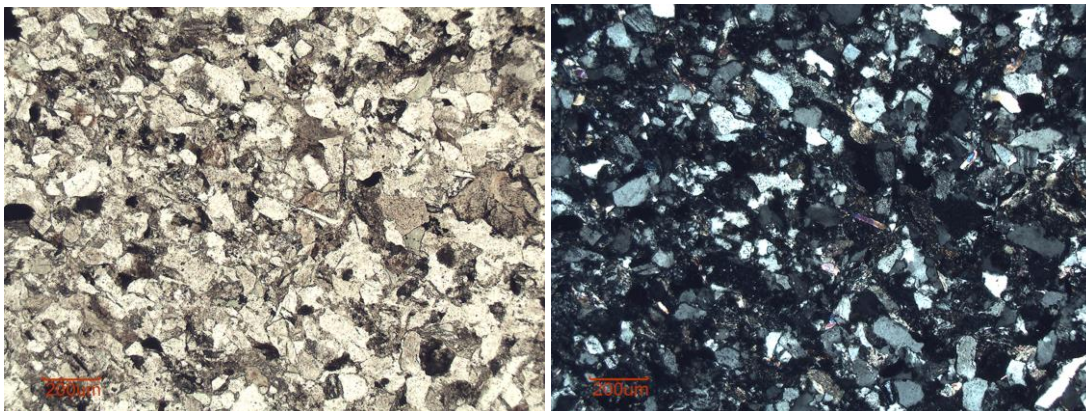
Clasificación textural: Arenita de grano fino

Composición										
Cuarzo				Feld	Líticos			Intr	Circón	Total
	Recto	Suavemente ondulante	Fuertemente ondulante		Volc	Met	Sed			
No de puntos	8	5	11	39	3	61		4	4	135
%	5,9	3,7	8,1	28,9	2,2	45,2	0,0	3,0	3,0	100,0

Total Cuarzo	17.7	Total Feldespa	28.9	Total líticos	47.4	Total	94.0
Normalizado	18.8	Normalizado	30.7	Normalizado	50.4		100.0

Clasificación composicional: Litoarenita arcósica

SDT009



Textura				
	Armazón	Matriz	Cemento	Total
No de puntos	168	21	1	190
%	88.4	11.1	0.5	100
	88.9	11.1		
	Arena mediana	Arena fina	Arena muy fina	Total
No de puntos	28	100	40	168
%	16.7	59.5	23.8	100.0

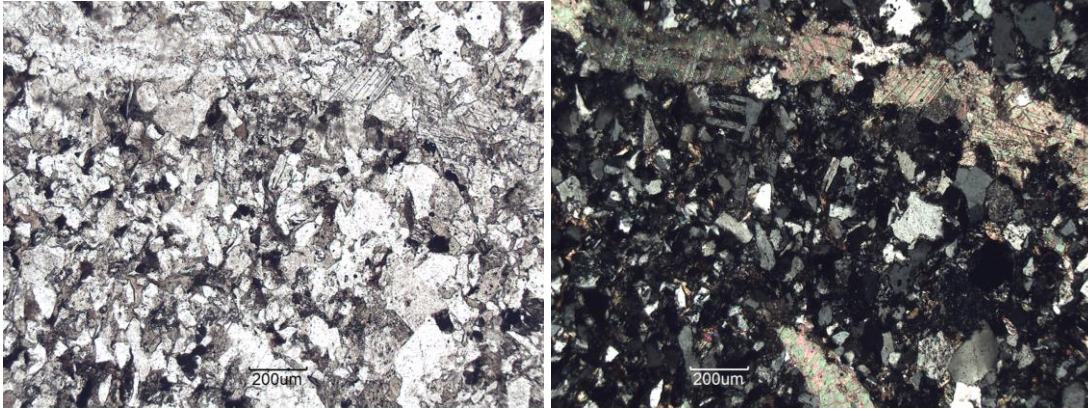
Clasificación textural: Arenita de grano fino arcillosa

Composición											
	Cuarzo			Feld	Líticos			Intr	Circón	Glauc	Total
	Recto	Suavemente ondulante	Fuertemente ondulante		Volc	Met	Sed				
No de puntos	21	10	12	63		51		4	6	1	168
%	12,5	6,0	7,1	37,5	0,0	30,4	0,0	2,4	3,6	0,6	100,0

Total Cuarzo	25.6	Total Feldespa	37.5	Total líticos	30.4	Total	93.5
Normalizado	27.4	Normalizado	40.1	Norma lizado	32.5		

Clasificación composicional: Arcosa lítica

SDT012



Textura				
	Armazón	Matriz	Cemento	Total
No de puntos	205	12	14	231
%	88.7	5.2	6.1	100
	94.5	5.5		
	Arena mediana	Arena fina	Arena muy fina	Total
No de puntos	26	128	51	205
%	12.7	62.4	24.9	100.0

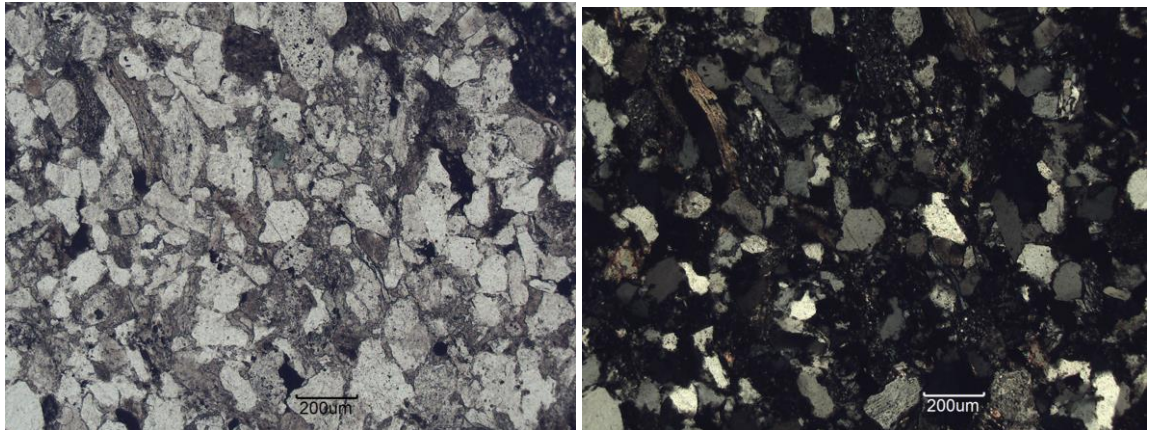
Clasificación textural: Arenita de grano fino

Composición											
	Cuarzo			Feld	Líticos			Intr	Circón	Opacos	Total
	Recto	Suavemente ondulante	Fuertemente ondulante		Volc	Met	Sed				
No de puntos	34	9	18	74		62		1	6	1	205
%	16,6	4,4	8,8	36,1	0,0	30,2	0,0	0,5	2,9	0,5	100,0

Total Cuarzo	29.8	Total Feldespa	36.1	Total líticos	30.2	Total	96.1
Normalizado	31.0	Normalizado	37.6	Normalizado	31.4		100.0

Clasificación composicional: Arcosa lítica

SDT024



Textura				
	Armazón	Matriz	Cemento	Total
No de puntos	147	17	6	170
%	86.5	10.0	3.5	100
	89.6	10.4		
	Arena mediana	Arena fina	Arena muy fina	Total
No de puntos	38	92	17	147
%	25.9	62.6	11.6	100.0

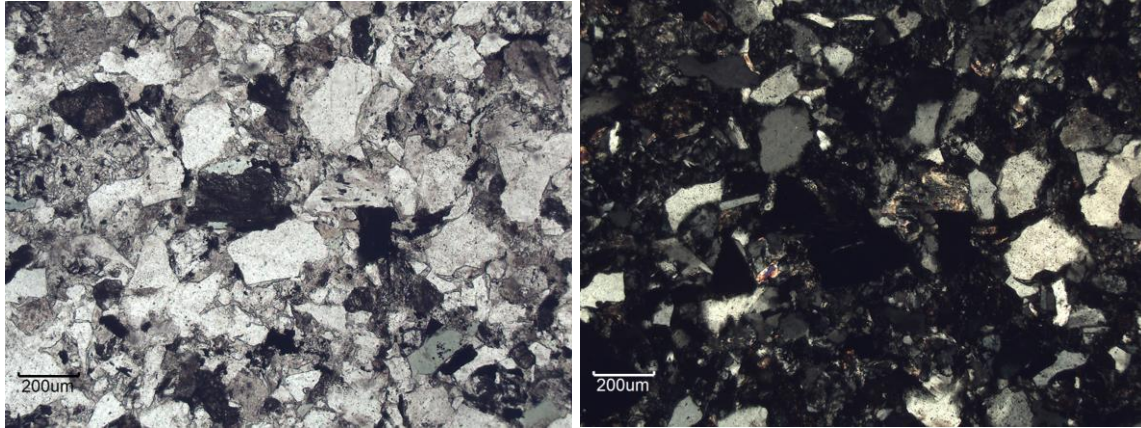
Clasificación textural: Arenita de grano fino arcillosa

Composición											
	Cuarzo			Feld	Líticos			Intr	Circón	Opacos	Total
	Recto	Suavemente ondulante	Fuertemente ondulante		Volc	Met	Sed				
No de puntos	12	14	14	47	11	46	1	2			147
%	8,2	9,5	9,5	32,0	7,5	31,3	0,7	1,4	0,0	0,0	100,0

Total Cuarzo	27.2	Total Feldespa	32.0	Total líticos	39.5	Total	98.7
Normalizado	27.6	Normalizado	32.4	Normalizado	40.0		100.0

Clasificación composicional: Litoarenita arcósica

ST067



Textura				
	Armazón	Matriz	Cemento	Total
No de puntos	146	8	2	156
%	93.6	5.1	1.3	100
	94.8	5.2		
	Arena mediana	Arena fina	Arena muy fina	Total
No de puntos	37	84	27	148
%	25.0	56.8	18.2	100.0

Clasificación textural: Arenita de grano fino

Composición	Cuarzo			Feld	Líticos			Intr	Circón	Opacos	Total
	Recto	Suavemente ondulante	Fuertemente ondulante		Volc	Met	Sed				
No de puntos	16	12	18	41	15	38	1		5	2	148
%	10,8	8,1	12,2	27,7	10,1	25,7	0,7	0,0	3,4	1,4	100,0

Total Cuarzo	31.1	Total Feldespa	27.7	Total líticos	36.5	Total	95.3
Normalizado	32.6	Normalizado	29.1	Normalizado	38.3		

Clasificación composicional: Litoarenita arcósica