

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA PAILA EN LA SECCIÓN
ANDALUCÍA - GALICIA, DEPARTAMENTO VALLE DEL CAUCA**

NATHALIA GÓMEZ CHAMORRO
YULIANA OSORIO BETANCUR

UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
MANIZALES
2009

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN LA PAILA EN LA SECCIÓN
ANDALUCÍA - GALICIA, DEPARTAMENTO VALLE DEL CAUCA**

NATHALIA GÓMEZ CHAMORRO
YULIANA OSORIO BETANCUR

Trabajo de grado
Modalidad tesis para optar al título de Geólogo

Presidente
Ph.D. Mario Moreno Sánchez

UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
MANIZALES
2009

Nota de aceptación:

MARIO MORENO SÁNCHEZ
Presidente

Manizales, 16 de junio 2009

DEDICATORIA

A Dios por no dejarme caer a pesar de los obstáculos
A mis padres por su apoyo, cariño y comprensión
A mis hermanitas por su compañía y amor
A mi sobrinito por transmitirme su ternura y devolverme a la niñez
A mi abue que a pesar de la distancia siempre será mi protección

NATHALIA GOMEZ CHAMORRO

A Dios por ser la luz que guía mi camino
A mis padres por amarme y apoyar cada uno de mis pasos
A mi hermano por su motivación y fortaleza
A Juan Pablo por su amor, paciencia y dedicación

YULIANA OSORIO BETANCUR

AGRADECIMIENTOS

A la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y a la Universidad de Caldas por permitirnos hacer parte del convenio “ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACION LA PAILA POTENCIAL RESERVORIO DE HIDROCARBUROS EN LA CUENCA DEL CAUCA-PATIA”.

A nuestro presidente de trabajo de grado Mario Moreno Sánchez por toda su paciencia, colaboración y apoyo incondicional durante las diferentes etapas que permitieron culminar este trabajo; sin olvidar la ayuda desinteresada de su queridísima esposa Myriam López, que con sus pequeños detalles se perfeccionó la presentación del mismo.

A los profesores de la Universidad de Caldas Arley de J. Gómez y Carlos Alberto Guzmán quienes aportaron información valiosa a nuestro conocimiento.

CONTENIDO

	pág.
RESUMEN.....	xi
INTRODUCCIÓN.....	1
1. OBJETIVOS.....	2
1.1 OBJETIVO GENERAL.....	2
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
2. GENERALIDADES.....	3
2.1 LOCALIZACIÓN.....	3
2.2 VÍAS DE ACCESO.....	5
2.3 CLIMA Y GEOMORFOLOGÍA.....	5
3. METODOLOGÍA.....	8
3.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	8
3.2 TRABAJO DE CAMPO.....	8
3.3 TRABAJO DE OFICINA, LABORATORIO E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	9
3.4 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL.....	9
4. ANTECEDENTES.....	10
5. GEOLOGÍA.....	12
5.1 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DEL VALLE DEL CAUCA.....	12
5.1.1 Paleozoico.....	12
5.1.1.1 Complejo Cajamarca (Pzc).....	12

5.1.1.2 Complejo Arquía	12
• Esquistos básicos de Bugalagrande (Pzb)	12
• Anfibolitas de Rosario (Pzr)	13
• Metagabroides de Bolo Azul (Pzba)	13
5.1.2 Jurásico- Cretácico	13
5.1.2.1 Formación Amaime (JKa)	13
5.1.3 Cretácico	14
5.1.3.1 Macizo Ofiolítico de Ginebra (Koga)	14
5.1.3.2 Formación Nogales (Kn)	14
5.1.3.3 Batolito de Buga (Kcd-t)	14
5.1.4 Terciario	15
5.1.4.1 Formación Cartago (TOc)	15
5.1.4.2 Grupo Valle	15
• Formación Cinta de Piedra (TOcp)	15
• Formación La Paila (Tmp)	15
5.1.4.3 Formación Zarzal (TPlz)	16
5.1.4.4 Formación Armenia (TQa)	16
5.2 ESTRATIGRAFÍA LOCAL	16
5.2.1 Terciario	16
5.2.1.1 Formación La Paila (Tmp)	16
6. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	25
6.1 FALLAMIENTO	25
6.1.2 FALLA DE QUEBRADA NUEVA	26

6.1.3 FALLA DE HOLGUÍN.....	26
6.1.4 FALLA BUGALAGRANDE	26
6.2 PLEGAMIENTO	26
6.2.1 ANTICLINAL DE GALICIA	26
7. GEOLOGÍA HISTÓRICA	29
8. ANÁLISIS FACIAL DE LA FORMACIÓN LA PAILA.....	32
8.1 FACIES CONGLOMERÁTICAS.....	32
8.1.1 Facies Gcm (conglomerados clasto-soportados macizos).....	32
8.1.2 Facies de conglomerados matriz-soportados	35
8.1.2.1 Facies Gmm (conglomerados matriz-soportados macizos	35
8.1.2.2 Facies Gmg (conglomerados matriz-soportados con gradación	35
8.1.3 Facies Gh (conglomerados clasto-soportados horizontalmente estratificados).....	36
8.1.4 Facies Gt (conglomerados clasto-soportados con estratificación inclinada en artesa).....	38
8.1.5 Facies Gp (conglomerados clasto-soportados con estratificación inclinada planar).....	38
8.2 FACIES ARENOSAS	40
8.2.1 Facies Sh (arenitas con estratificación horizontal).....	40
8.2.2 Facies St (arenitas con laminación inclinada en artesa con presencia de guijarros).....	41
8.2.3 Facies Sm (arenitas macizas).....	42

8.2.4 Facies Sgm (arenitas conglomeráticas macizas).....	42
8.2.5 Facies Svf (arenitas epiclásticas).....	43
8.2.5.1 Facies Svfh (arenitas epiclásticas con laminación plana paralela)	43
8.2.5.2 Facies Svft (arenitas epiclásticas con laminación inclinada en artesa) .	43
8.3 FACIES LODOSAS.....	46
8.3.1 Facies FI (arenitas laminadas y lodolitas)	46
8.3.2 Facies Fm (lodolitas macizas).....	47
9. ASOCIACIÓN FACIAL DE LA SECCIÓN ANDALUCÍA-GALICIA.....	48
9.1 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO A	48
9.2 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO B	50
9.3 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO C “CANTERA GALICIA” .	51
9.4 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO D	53
9.5 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO E	53
10. ANÁLISIS DEL AMBIENTE DE FORMACIÓN.....	54
12. CONCLUSIONES	61
13. RECOMENDACIONES	62
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63

LISTA DE FIGURAS

pág.

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El recuadro rojo del mapa inferior corresponde a la zona de interés de este trabajo.	4
Figura 2. Arriba mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande, Anticlinal de Galicia y depósitos cuaternarios. Vista hacia el sur desde la carretera a Galicia. Abajo dibujo esquemático representativo que muestra las estructuras geológicas principales. Tomado de López (2006).....	6
Figura 3. Colinas subredondeadas de la Formación la Paila (TmP).....	6
Figura 4. Geomorfología de las Formaciones La Paila y Zarzal.....	7
Figura 5. Conglomerado clasto-soportado con estratificación inclinada planar	20
Figura 6. Conglomerado clasto-soportado imbricado (Gh). Ver detalle en la..	21
Figura 7. Conglomerado clasto-soportado macizo (Gcm). Visto en la	22
Figura 8. Conglomerado clasto-soportado imbricado (Gh) y lente de arenita ..	24
Figura 9. Modelo de elevación digital del terreno (realizado a partir de datos del STRM) de los sectores Río Bugalagrande y Tuluá vistos desde el sur. En líneas punteadas los lineamientos más destacados. Relieve exagerado 15 veces. Tomado de López (2006).	25
Figura 10. Conglomerado polimíctico clasto-soportado masivo (Gcm) con	27
Figura 11. Arenitas macizas (Sm) y arenitas conglomeráticas macizas (Sgm) con clastos	28
Figura 12. Clastos rotos y desplazados como respuesta al fallamiento. Detalle del recuadro	28
Figura 13. Conglomerado polimíctico clasto-soportado macizo (Gcm)	33
Figura 14. Conglomerado polimíctico clasto-soportado macizo (Gcm) (estaciones	34
Figura 15. Conglomerado matriz-soportado con gradación normal,	37
Figura 16. Cantera Galicia. Conglomerado polimíctico Gp, Gh y.....	39

Figura 17. Hacia la base del afloramiento Sgm, Gmm, luego Svfh y	44
Figura 18. Estaciones AG129B – AG129C. Conglomerado polimíctico	45
Figura 19. Arenitas interestratificadas con lodolitas negras macizas	46
Figura 20. Lodolitas pardas macizas.....	46
Figura 21. Flujo de escombros (China) que adoptan la topografía aluvial preexistente	50
Figura 22. Río Guatiquía, Colombia. Ejemplo típico de Río trenzado donde se depositan facies como Gh, Gp y Gt	52
Figura 23. Río Canaletes, Colombia. Ejemplo típico de una ondulita (<i>Ripples</i>) 3-D que da origen a la facies St.....	53
Figura 24. Representación esquemática de la zonación morfológica de un abanico aluvial antiguo – Arenitas Van Horn, Texas (McGowen y Groat, 1971).modificado de Gordon (1986).....	54
Figura 25. Clasificación de abanicos aluviales (Stanistreet & McCarthy, 1993). Tomado de Miall (1996).	56
Figura 26. Clasificación triangular de abanicos aluviales, mostrando la subdivisión en los tres principales estilos depositacionales (Stanistreet & McCarthy, 1993). Tomado de Miall (1996).....	57
Figura 27. Depósitos de flujos de escombros sobre el abanico aluvial del Valle de la Muerte.....	58

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Poligonal Sección Andalucía – Galicia

Anexo 2. Columna estratigráfica Segmento A

Anexo 3. Columna estratigráfica Segmento B

Anexo 4. Columna estratigráfica Segmento C “Cantera Galicia”

Anexo 5. Columna estratigráfica Segmento D

Anexo 6. Columna estratigráfica Segmento E

Anexo 7. Poligonal Flanco Occidental Anticlinal (Segmento A)

Anexo 8. Poligonal Flanco Oriental Anticlinal (Segmento C)

Anexo 9. Poligonal Flanco Oriental Anticlinal (Segmento C “Cantera Galicia”)

RESUMEN

La sección Andalucía-Galicia está constituida por un conglomerado polimíctico clasto-soportado que varía de macizo a horizontalmente estratificado, con pequeñas intercalaciones de lentes y/o capas de arenitas presentando variaciones en el grado de meteorización, compactación, cementación, esfericidad y redondez. La composición varía en el mismo sentido W-E, es decir, hacia el Oeste predominan los clastos de cuarzo lechoso, pórfidos andesíticos, microgabros y gabros, mientras que hacia el Este sobresalen los clastos de basalto, chert y rocas sedimentarias como arenitas y lodolitas.

Geomorfológicamente se tienen 2 rasgos a destacar: una zona de falla regional y un anticlinal asimétrico, cuyo eje está ubicado aproximadamente entre las estaciones AG124 y AG125. La poligonal desde la estación AG041 hasta AG124 muestra el flanco Oeste del anticlinal y la poligonal entre las estaciones AG125 y AG175 muestra el flanco Este; además se cuenta con un aumento significativo (Oeste-Este) en los fallamientos y diaclasas a escala local. La zona de falla regional (AG039) es reconocida en campo debido a la presencia de rocas altamente trituradas y deformadas mostrando una disposición general N18°W/62°SW.

Debido a las condiciones estructurales de la zona de estudio la columna estratigráfica ha sido dividida en 3 tramos principales y 2 subdivisiones (Oeste - Este) para facilitar su comprensión y análisis.

Los 3 tramos principales son considerados debido a:

- La falla regional que corta la secuencia de roca y dificulta establecer si ésta se encuentra repitiendo u omitiendo parte de la sección.
- El eje del anticlinal duplica el espesor de las columnas estratigráficas.

El primer tramo involucra la descripción realizada en la Columna Segmento A, el segundo tramo en la Columna Segmento B y el tercero la Columna Segmento C "Cantera Galicia". Las Columnas Segmento D y Segmento E representan las secciones ubicadas en dos desvíos en la margen izquierda de la vía en sentido W-E, que dan información adicional acerca de la litología existente.

INTRODUCCIÓN

La Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) en su interés por incrementar la prospección de los recursos petrolíferos en el país, desea precisar las características litológicas de las unidades aflorantes en la Cuenca del Valle del Cauca para cuantificar su potencial como reservorio petrolífero e incrementar el interés de los inversionistas en la prospección de hidrocarburos en esta cuenca.

El presente trabajo fue realizado mediante un convenio entre la ANH y la Universidad de Caldas, el cual pretende aportar a la estratigrafía colombiana información preliminar de la Formación La Paila, ubicada en el sector Norte de la Cuenca Sedimentaria del Valle del Cauca.

En él, se presenta un análisis detallado de dicha formación aflorante sobre la vía principal que de Andalucía conduce al Municipio de Galicia (Valle del Cauca). Con el levantamiento de columnas estratigráficas a escala 1:200 se pretende definir el análisis y asociación facial determinando así su ambiente de depósito.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar un estudio estratigráfico detallado de las rocas de la Formación La Paila (Oligoceno?- Mioceno) entre las poblaciones de Andalucía y Galicia (departamento del Valle del Cauca), con el fin de definir su ambiente de depósito, espesor y relaciones estratigráficas.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar el levantamiento detallado de las rocas aflorantes en la sección Andalucía - Galicia (escala 1:200).
- Elaborar columnas estratigráficas para representar gráficamente las relaciones litológicas y los espesores de dicha unidad.
- Determinar el posible ambiente de depósito de la Formación La Paila y sus características potenciales como roca generadora y/o reservorio de hidrocarburos.

2. GENERALIDADES

2.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio está localizada en el sector Norte de la Cuenca Cauca-Patía. Está conformada por una franja alargada en dirección N-S, entre las poblaciones de Cartago al Norte y Buga al Sur. Dicha franja hace parte de los departamentos de Risaralda, Quindío y Valle del Cauca.

La sección Andalucía-Galicia se encuentra ubicada al NE de la cabecera Municipal de Tuluá (Valle del Cauca), delimitada por las siguientes coordenadas planas referidas a Chocó:

X= 461.820 m.E	Y= 375.000 m.N
X= 461.820	Y= 377.100
X= 460.820	Y= 377.100
X= 460.820	Y= 375.000

Las planchas topográficas son las siguientes: 261-II-A, 261-II-B, a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) del año 1987.

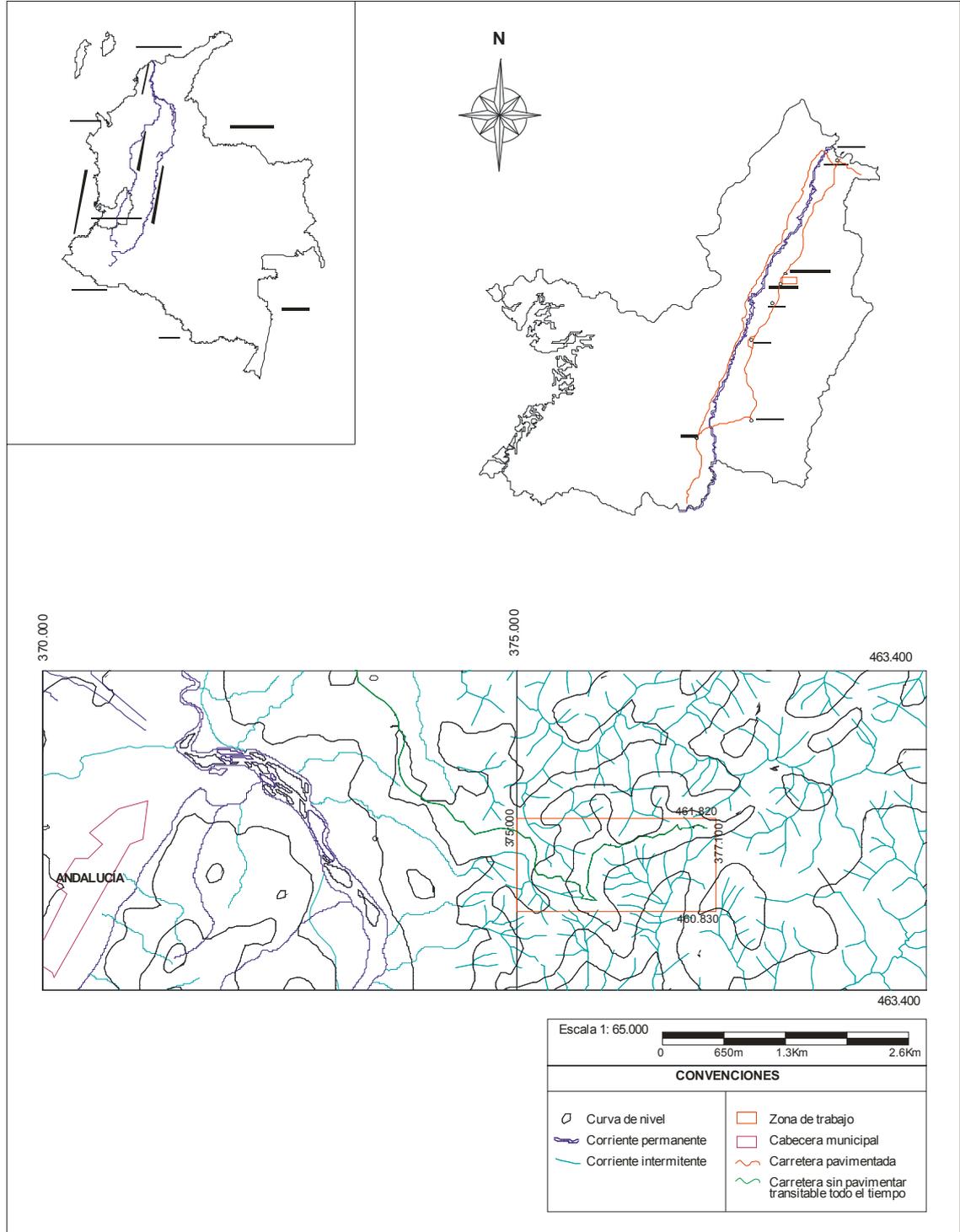


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El recuadro rojo del mapa inferior corresponde a la zona de interés de este trabajo.

2.2 VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio cuenta con diversas vías de acceso dentro de las cuales se tiene:

- Vía Pereira-Cali: Es una autopista pavimentada doble calzada importante para la comercialización de los productos agroindustriales de la región.
- Vía Andalucía-Galicia: Se encuentra sin pavimentar y es el acceso principal al municipio de Galicia y por lo tanto a la zona de estudio.
- Vía Uribe-Sevilla-Galicia: Pavimentada en el tramo Uribe-Sevilla y sin pavimentar en el tramo Sevilla-Galicia.

2.3 CLIMA Y GEOMORFOLOGÍA

Tuluá se ubica entre las cordilleras Occidental y Central de Colombia. El clima es tropical y la temperatura promedio es de 26 a 28 °C. Es rica en agricultura debido a este clima, el cual permite la siembra de una gran cantidad de frutas y vegetales.

Andalucía es un Municipio ubicado en la zona central del departamento del Valle del Cauca, su territorio está conformado por una zona de ladera y la otra parte en superficie plana, su temperatura media es de 23 °C y su altitud de 995 msnm.

Geomorfológicamente se observan tres rasgos principales entre los que se tiene pendientes moderadas y colinas subredondeadas que corresponden a la Formación la Paila; pendientes suaves y colinas redondeadas pertenecientes a la Formación Zarzal y planicies que representan los sedimentos cuaternarios que rellenan el valle (Figura 2, 3 y 4).

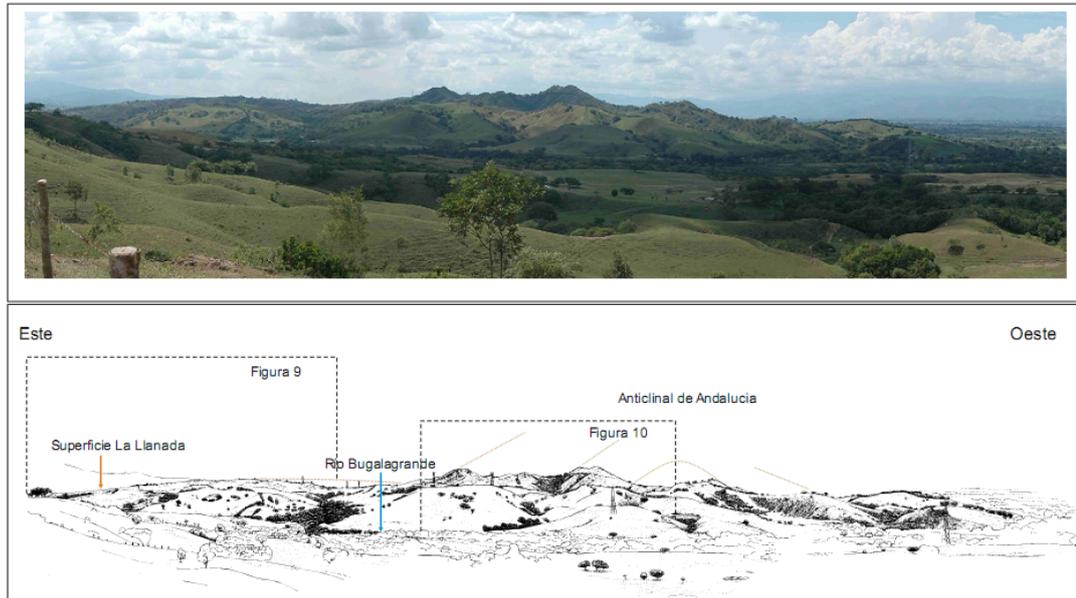


Figura 2. Arriba mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande, Anticinal de Galicia y depósitos cuaternarios. Vista hacia el sur desde la carretera a Galicia. Abajo dibujo esquemático representativo que muestra las estructuras geológicas principales. Tomado de López (2006).



Figura 3. Colinas subredondeadas de la Formación la Paila (TmP)



Figura 4. Geomorfología de las Formaciones La Paila y Zarzal

3. METODOLOGÍA

Se realizó la cartografía detallada de la sección antes mencionada y el levantamiento de las columnas estratigráficas respectivas, teniendo en cuenta los rasgos estructurales más sobresalientes y los parámetros establecidos para dicho fin.

3.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se hizo la revisión bibliográfica de los estudios realizados anteriormente en la zona, principalmente estratigráficos y estructurales.

3.2 TRABAJO DE CAMPO

Inicialmente se hizo un reconocimiento general de la zona y en especial la Sección Andalucía-Galicia, obteniendo así una idea preliminar de las posibles rocas aflorantes y sus relaciones en campo.

Para llevar a cabo la cartografía se recurrió a la elaboración de una poligonal abierta por medio de cinta y brújula (anexo 1), con el objetivo de ilustrar gráficamente los diferentes tipos de rocas, disposiciones, espesores y por consiguiente la construcción de un mapa geológico detallado y las columnas estratigráficas respectivas a escala 1:200. El control de las muestras recolectadas y de los puntos de la poligonal se hizo por medio de GPS.

En cada afloramiento se realizó la descripción de éste incluyendo litología, granulometría, estructuras sedimentarias, color, alteración, espesores reales (si era posible medirlos), disposición estructural (fallas, estrías, diaclasas), coordenadas del punto y muestras recolectadas debidamente empacadas y rotuladas para evitar confusiones.

La clasificación de las rocas descritas en campo se realizó basada en el tamaño de grano determinado por una tabla granulométrica, permitiendo así dividir las en lodolita, arenita y conglomerado básicamente. Tanto en los

conglomerados como en las arenitas se tuvo en cuenta la relación clastos/matriz, redondez, selección, composición, porosidad y estructuras sedimentarias.

3.3 TRABAJO DE OFICINA, LABORATORIO E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

La poligonal fue elaborada en Autocad (2009) teniendo en cuenta la ruta de GPS, que permitió georeferenciar los datos obtenidos en campo. Para la construcción de las capas y plegamientos se utilizaron los conceptos básicos propuestos por Wojtal (1988).

Las columnas estratigráficas se graficaron de acuerdo al modelo planteado por Geoestudios (2008) ya que este formato reúne las condiciones necesarias para representar cada una de las características obtenidas en campo.

Con la cartografía geológica y las columnas estratigráficas se planteó el análisis y asociación facial permitiendo determinar el posible ambiente de depósito.

3.4 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

Con la información obtenida en las diferentes etapas de este estudio se procedió a realizar el informe final para mostrar los resultados sobre la estratigrafía de la Formación la Paila en la sección Andalucía-Galicia.

4. ANTECEDENTES

Los trabajos realizados para determinar la estratigrafía de la Formación La Paila son poco conocidos en el país; por lo tanto, a continuación se citan algunos autores que han definido dicha unidad.

Según Van Der Hammen (1958) esta unidad fue propuesta, en 1955, en un informe inédito de Keiser, Nelson & Van Der Hammen. La localidad típica se encuentra ubicada al W de Sevilla. La parte inferior de la Formación La Paila, consiste principalmente de tobas volcánicas (200 m). La parte superior consiste de conglomerados y arenitas sueltas, con algunas intercalaciones de arcillas duras y casualmente un lecho de lignito (400 m). La edad de la Formación La Paila según datos palinológicos es Mioceno.

Nelson en 1957 (en Nivia, 2001) dividió la formación en una unidad inferior correspondiente a aproximadamente 200 metros de tobas dacíticas, seguida por una secuencia clástica, esencialmente conglomerática. El espesor de esta última varía de 400 a 600 metros.

La Formación La Paila según Nelson, 1957 (en Millán, 1994) corresponde a sedimentos del Terciario, compuestos por conglomerados, areniscas y arcillolitas de origen continental, con intercalaciones de tobas ácidas.

La Formación La Paila fue definida por Nelson, 1957 (en de Armas, 1984) como una secuencia de areniscas, conglomerados y localmente lentes volcánicos de origen piroclástico. Se considera esta formación depositada en un ambiente fluvial, con aportes de la Cordillera Central. Suprayace discordantemente la Formación Amaime y el Batolito de Buga, presentándose en contacto fallado con el Macizo Ofiolítico de Ginebra. Sus estratos conforman pliegues asimétricos y estrechos.

Según Nelson, 1959 (en Aranzazu y Ríos, 1989) la Formación La Paila fue definida como una secuencia compuesta por tobas ácidas en su parte inferior, seguida en aparente conformidad por una secuencia fluvial formada por areniscas conglomeráticas y conglomerados con algunas intercalaciones de lodolitas hacia la parte superior.

Esta denominación de Formación La Paila, sería adoptada más tarde por Van Der Hammen, 1958 (en Aranzazu y Ríos, 1989), quien basado en análisis palinológicos le asignó una edad de Mioceno inferior a medio.

Shwinn (1969) denominó estos sedimentos como Formación Buga y la consideró como la parte superior de lo que denominó Grupo Valle. Posteriormente, McCourt, 1984 (en Aranzazu y Ríos, 1989), retoma el nombre de Formación La Paila, describiéndola como una secuencia de areniscas, conglomerados y tobas dacíticas.

5. GEOLOGÍA

Dentro de las rocas que se encuentran en los alrededores del área de estudio se presentan diferentes tipos de litologías que permiten determinar las relaciones y/o procesos que han intervenido en la evolución de la Cuenca Cauca-Patía y por consiguiente la Formación La Paila.

5.1 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DEL VALLE DEL CAUCA

5.1.1 Paleozoico

5.1.1.1 Complejo Cajamarca (Pzc)

Definida por Nelson, 1959 (en Aranzazu y Ríos, 1989) como un cinturón de rocas metamórficas Paleozoicas, de facies esquistos verdes a facies anfibolita alta; compuesta por esquistos cuarzo sericíticos y metapelitas que constituyen el núcleo de la Cordillera Central. Su metamorfismo es de tipo regional dinamotérmico, de tipo barroviano que parece haber sido seguido por varios eventos de metamorfismo dinámico (MCcourt et al., 1984). Se le ha asignado una edad Paleozoico (312 ± 5 m.a., Restrepo y Toussaint, 1974) con base en dataciones radiométricas.

5.1.1.2 Complejo Arquía

Moreno y Pardo (2002) con base en análisis de las relaciones estratigráficas y estructurales consideran que esta unidad forma una faja alargada y continua hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador, la cual denominan por extensión “Complejo Arquía-Guamote”.

Nivia (2001) diferencia tres unidades litológicas: Esquistos básicos de Bugalagrande, Anfibolitas de Rosario y Metagabroides de Bolo Azul.

- **Esquistos básicos de Bugalagrande (Pzb)**

Según Nivia (2001) los esquistos básicos de Bugalagrande forman la mayor parte del flanco occidental de la Cordillera Central y se presentan limitados al Oeste por la falla Cauca- Almaguer que los pone en contacto con las vulcanitas

de la Formación Amaime. Consiste en esquistos anfibólicos-cloríticos y esquistos grafitosos (negros) con cantidades subordinadas de esquistos micáceos, cuarcitas y samitas. Los diferentes tipos de esquistos están íntimamente mezclados a través de la unidad aunque alguno predomina localmente.

- **Anfibolitas de Rosario (Pzr)**

Los afloramientos de esta unidad metaígneas (Nivia 2001) están íntimamente relacionados, aunque siempre con contactos fallados, con los esquistos básicos de Bugalagrande. La unidad está compuesta de anfibolitas con intercalaciones menores de esquistos anfibólicos y con menor frecuencia pequeños cuerpos ultrabásicos.

- **Metagabroides de Bolo Azul (Pzba)**

Para Nivia (2001) los meta-gabros/dioritas, pegmatitas hornbléndicas, neises hornbléndicos y anfibolitas que constituyen esta unidad son estructuralmente la extensión sur de las anfibolitas de Rosario aunque su contacto es a través de fallas principales.

5.1.2 Jurásico- Cretácico

5.1.2.1 Formación Amaime (JKa)

McCourt (1984) la define como una secuencia de basaltos, lavas almohadilladas y delgados niveles de chert, aflorante en el flanco Occidental de la Cordillera Central a la altura de Palmira.

Con este nombre Nivia (2001) hace referencia a las vulcanitas básicas que afloran a lo largo de la Cordillera Central. La unidad consiste en una serie de basaltos toleíticos masivos con abundantes horizontes de lavas almohadilladas. Localmente se han reportado rocas ultramáficas. Esta serie volcánica limitada en ambos costados por fallas regionales de tendencia NNE, se extiende a través del departamento del Valle del Cauca como un cinturón orientado NE-SW de aproximadamente 140 Km. de largo que varía entre 5 y 15 Km. de ancho. El límite Oriental de estas vulcanitas corresponde a la falla principal del Sistema de Fallas del Cauca- Almaguer que define el borde occidental del cinturón de esquistos Paleozoicos.

5.1.3 Cretácico

5.1.3.1 Macizo Ofiolítico de Ginebra (Koga)

Fue definido por Espinosa (1982) en Aranzazu y Ríos (1989) como una secuencia de rocas máficas y ultramáficas tales como gabros, diques diabásicos y metabasaltos.

Para McCourt et al. (1984) esta unidad ha sufrido metamorfismo de alta temperatura y baja presión. Su edad ha sido interpretada como Jurásico Tardío o Cretácico Temprano, basado en relaciones estratigráficas, dado que es intruída por el batolito de Buga, de edad Cretácico Inferior (Espinosa, 1985 en Aranzazu y Ríos 1989).

5.1.3.2 Formación Nogales (Kn)

Esta unidad fue definida por Nelson, 1959 (en Aranzazu y Ríos 1989) como una secuencia de rocas sedimentarias compuestas por chert, areniscas y conglomerados con algunas intercalaciones de basaltos. Su edad fue interpretada como Jurásico-Cretácico Inferior por De Armas (1984) y su ambiente de depositación se ha considerado como marino profundo.

5.1.3.3 Batolito de Buga (Kcd-t)

Granitoide calco-alcalino (Aspden et al., 1987) cuya composición varía de cuarzodiorita hornbléndica a tonalita con variaciones a diorita hornbléndica en sus contactos, particularmente en el occidental con los meta-basaltos del Macizo de Ginebra. El batolito no está foliado aunque presenta una zona bandeada rica en xenolitos a lo largo de contacto occidental en la Q. Negra.

Toussaint et al. (1978), reporta una edad K/Ar en hornblenda de 113 ± 10 Ma; Brooke (1984) obtuvo una edad Rb/Sr en biotita de 99 ± 4 Ma con edades minerales K/Ar discordantes de 71 a 89 Ma y 114 ± 3 Ma. Dado la abundante evidencia de tectonismo en el área, McCourt et al. (1984) interpretan las edades radiométricas obtenidas del batolito como edades mínimas y sugieren que su intrusión fue anterior a 100 Ma y que el esparcimiento en las edades minerales K/Ar indican tectonismo subsecuente.

5.1.4 Terciario

5.1.4.1 Formación Cartago (TOc)

Fue definida por Schwinn (1969) como una secuencia de limolitas azul grisáceas levemente carbonosas, intercaladas con areniscas de grano medio color café verdoso arcóscicas y algunos niveles tobáceos. Designó como localidad tipo la sección Cartago-Alcalá; consideró la unidad como la parte superior de lo que denominó Grupo Valle y le asignó una edad Mioceno Medio.

Se divide en 3 miembros: La Ribera, Piedras de Moler y Miravalles.

5.1.4.2 Grupo Valle

Según Nivia (2001) el Grupo Valle se encuentra dividido en dos Formaciones: La Paila y Cinta de Piedra.

- **Formación Cinta de Piedra (TOcp)**

Según Nivia (2001) corresponde a la secuencia de areniscas y arcillolitas compactas intercalada con horizontes de conglomerados, expuesta en una franja N-S al N y NO de Sevilla, ocupando el núcleo del sinclinal de Miravalles-San Isidro. Los contactos principales son fallados al oeste con la Formación La Paila y al este con la Formación La Pobreza o Amaime.

- **Formación La Paila (TMp)**

Según Van Der Hammen (1958) esta unidad que fue propuesta, en 1955, en un informe inédito de Keiser, Nelson & Van Der Hammen, está formada por rocas acumuladas por procesos sedimentario-volcánicos y consiste principalmente en intercalaciones de conglomerados y tobas dacíticas. Nelson (1957) dividió la formación en una unidad inferior correspondiente a aproximadamente 200 metros de tobas dacíticas, seguida por una secuencia clástica, esencialmente conglomerática. El espesor de esta última varía de 400 a 600 metros.

Nelson, 1959 (en Aranzazu y Ríos 1989) la define como una secuencia compuesta por tobas ácidas en su parte inferior, seguida en aparente conformidad por una secuencia fluvial formada por areniscas conglomeráticas y

conglomerados y con algunas intercalaciones de lodolitas hacia la parte superior.

Esta denominación de Formación La Paila sería adoptada más tarde por Van Der Hammen (1958) quien basado en análisis palinológicos le asignó a la unidad una edad de Mioceno Inferior a Medio.

La estratigrafía de esta Formación es el tema de estudio de este trabajo.

5.1.4.3 Formación Zarzal (TPIz)

Según Van Der Hammen (1958) esta unidad fue propuesta en 1955, en un informe inédito de Keiser, Nelson & Van Der Hammen, como una secuencia compuesta de diatomitas, arcillas y areniscas tobáceas, aflorantes al Este y Noreste de Zarzal, cubriendo discordantemente los sedimentos de las Formaciones Cartago y La Paila. La edad de la Formación es probablemente Plioceno, aunque no existen datos palinológicos.

5.1.4.4 Formación Armenia (TQa)

Definida por McCourt (1984) para hacer referencia a una unidad compuesta por depósitos de cenizas volcánicas semiconsolidadas y flujo de lodo volcánicos.

5.2 ESTRATIGRAFÍA LOCAL

5.2.1 Terciario

5.2.1.1 Formación La Paila (Tmp)

En la sección estudiada se pudo determinar que esta formación presenta generalmente variaciones de conglomerados polimícticos horizontalmente estratificados (imbricados) a macizos con intercalaciones de capas de arenitas, arenitas conglomeráticas y en menor proporción lodolitas.

Estructuralmente en el área se identificó un anticlinal asimétrico con fracturas locales; su flanco Oeste se encuentra cortado por una falla regional inversa (?) con componente en rumbo y cuya disposición es N18°W/62°SW (plunge 52° SW); en este punto es difícil identificar si la sucesión es duplicada u omitida (anexo1).

Para facilitar la descripción de las rocas aflorantes a lo largo de la sección estudiada se elaboraron tres columnas estratigráficas principales con sus respectivas poligonales, al igual que dos columnas secundarias que ayudan a determinar la variación litológica de esta formación.

- **Columna Estratigráfica Segmento A**

La poligonal y la columna estratigráfica fueron elaboradas desde la estación AG001 hasta AG041 debido a que en este último se presenta una zona de falla regional. Para este segmento la longitud de la poligonal es de 693,08 metros (anexo 1) que corresponde a un espesor de 203,7 metros en dicha columna (anexo 2), de los cuales 49,207 metros pertenecen a tramos cubiertos y 154,493 metros a roca real aflorante.

Entre las estaciones AG004-AG012 y AG033-AG036 aflora un conglomerado clasto-soportado macizo cuyos clastos varían de guijos a bloques (máx. 40 cm) en estratos métricos. Los clastos son de subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, pobremente seleccionados y compuestos por cuarzo lechoso, gabro, microgabro, basalto, granito, pórfido andesítico, pórfido dacítico y chert. La matriz es de arenita (fina/gruesa) a arenita lodosa. Las bases son erosivas. Presenta lentes decimétricos de arenitas y arenitas conglomeráticas macizas. El color de la roca es pardo amarillento y aparecen clastos muy alterados debido a la acción de la meteorización, es por ello que en algunas ocasiones se confunden con la matriz.

Entre AG012 y AG023 a excepción de las estaciones con cubierto, se presenta un conglomerado clasto-soportado imbricado en estratos de espesores métricos. Los clastos son de tamaño guijo a bloques (máx. 26 cm), mal calibrados, de baja esfericidad, subangulares a subredondeados, con composición similar a la anteriormente descrita. La matriz es de arenita media a gruesa, maciza, compuesta por cuarzo y fragmentos líticos, de color pardo a pardo amarillento, poco porosa. Se encuentran también lentes decimétricos de arenitas macizas y arenitas conglomeráticas. En AG021 la estratificación es N52°E/24°NW y los fallamientos locales (N5°E/57°NW, pitch 60°N) (figura 14) se evidencian por el desplazamiento de lentes de arenitas, presencia de harina y estrías de falla.

Entre las estaciones AG023 y AG025 se observó una gradación normal que varía de conglomerados matriz-soportados macizos a arenitas macizas pasando por arenitas conglomeráticas macizas (anexo 2 y 7).

Los conglomerados matriz-soportados (AG025) están constituidos por clastos tamaño guijo, mal calibrados, subredondeados, de baja esfericidad, compuestos por cuarzo lechoso, pórfido dacítico, basalto y granito (?) envueltos en una matriz de arenita fina, bien calibrada, compuesta por cuarzo, anfíbol, plagioclasa y fragmentos líticos.

La arenita gruesa que está compuesta por cuarzo y fragmentos líticos mal calibrados y presenta una pequeña proporción de clastos de tamaño grava gruesa a guijo (dispuestos aleatoriamente) corresponde a arenitas conglomeráticas macizas.

Las arenitas macizas son de tamaño fino, constituidas por cuarzo y fragmentos líticos, son subangulares, de baja esfericidad, poco porosas y de color pardo amarillento.

Desde AG025 hasta AG027 se encuentran arenitas finas bien seleccionadas, cuya característica más importante es la presencia de gran cantidad de anfíbol y cuarzo vítreo que definen laminaciones planas paralelas hacia el techo e inclinadas festoneadas hacia la base. Las capas son de espesores métricos y muestran bases erosivas. La disposición general de los estratos es N55°E/25°NW (AG027).

Posteriormente (AG027-AG028) se tienen interestratificaciones decimétricas de arenitas finas con laminación plana paralela discontinua (cuarzo vítreo, líticos y anfíbol) y capas milimétricas de lodolitas negras macizas. Hacia la base de esta litología (AG029) se tienen conglomerados matriz-soportados macizos con clastos que varían de guijos a guijarros (máx. 14cm), compuestos por cuarzo lechoso, gabro, basalto y pórfido andesítico, con una matriz de arenita media mal calibrada (anexo 7).

En la estación AG030 aflora una arenita fina bien calibrada con laminación plana paralela discontinua, constituida por cuarzo vítreo, plagioclasa, anfíbol y fragmentos líticos.

Entre las estaciones AG036 y AG041 la columna corresponde a la zona de falla regional. Litológicamente se tiene un conglomerado clasto-soportado polimíctico macizo con presencia de material triturado rodeando los clastos (tamaño máx. 40 cm) y lentes de arenitas y arenitas conglomeráticas deformados. La disposición general de la falla regional es de N18°W/62°SW con estrías de falla donde se midió un plunge de 52°SW; se tienen fallas

sinécticas y antitécticas, estructuras anastomosadas y clastos descabezados (figuras 10,11 y 12).

- **Columna Estratigráfica Segmento B**

En este sector la longitud de la poligonal es de 1857,85 metros (anexo 1) con un espesor de 764,1796 metros en la columna estratigráfica (anexo 3); dentro de este espesor 199,14 metros representan afloramientos y 565,039 metros son de tramos cubiertos.

La columna entre las AG041 y AG124 corresponde al flanco Oeste del anticlinal encontrado en la zona y cuyo eje está aproximadamente en la estación AG124.

Entre los intervalos AG041-AG044, AG050-AG059, AG061-AG069, AG085-AG086, AG107-AG114, AG116-117 y AG122-AG123 se tienen conglomerados clasto-soportados macizos en estratos de espesores métricos, cuyos tamaños varían de guijos a guijarros de máximo 20 cm, compuesto por cuarzo lechoso, basalto, microgabro, granodiorita, andesita porfirítica y chert, son subredondeados de baja esfericidad. La matriz es de arenita fina/media, bien calibrada, constituida por cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos. En algunos sectores los lentes de arenita y arenita conglomerática maciza son decimétricos; ésta última se presenta también haciendo parte de pequeños canales. La roca en general es de color pardo amarillento debido a la meteorización.

En AG044-AG050 y AG059-AG061 el conglomerado es polimíctico clasto-soportado imbricado en estratos métricos; sus características litológicas son similares a las descritas para los conglomerados macizos. La matriz es de arenita media a muy gruesa, mal calibrada, compuesta por cuarzo, plagioclasa y líticos. Los lentes son de arenitas macizas de espesores decimétricos.

Entre AG074 y AG076 (figura 5) aflora un conglomerado polimíctico clasto-soportado con estratificación inclinada planar en estratos métricos con lentes de arenitas macizas que presentan la misma disposición de estratificación. El contacto es neto erosivo al techo evidenciado por la presencia de un lente de arenita maciza. El conglomerado se encuentra mal calibrado, los clastos son de tamaño guijo a guijarros, subredondeados de baja esfericidad compuestos por cuarzo lechoso, basalto, microgabro, granodiorita y andesita. La matriz es de arena gruesa, mal calibrada, de color pardo amarillento, compuesta por cuarzo, plagioclasa y líticos. Los lentes de arenita maciza son de espesores decimétricos y están compuestos por cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos.

Hacia el techo de AG084 se tiene un estrato métrico de conglomerado matriz-soportado macizo con clastos tamaño guijo, mal calibrados, subredondeados, baja esfericidad, compuestos por cuarzo lechoso, granito, microgabro y basalto, sostenidos por una matriz de arenita muy gruesa, mal seleccionada. Hacia la base este conglomerado presenta gradación normal a inversa repitiendo varias veces dicha estructura.

Las arenitas conglomeráticas macizas en estratos de espesores métricos están entre las estaciones AG117-AG122 en donde los clastos son de tamaño guijo, subredondeados de baja esfericidad y la arenita media que los contiene es de cuarzo y fragmentos líticos.



Figura 5. Conglomerado clasto-soportado con estratificación inclinada planar (Gp) con lentes de arenitas macizas (Sm). Observados en la estación AG074.

- **Columna Estratigráfica Segmento C “Cantera Galicia”**

La longitud de la poligonal en este sector es de 735,02 metros (anexo 1) con un espesor total de 201,66 metros en la columna estratigráfica (anexo 4); de éste 105,02 metros son de roca aflorante y 96,64 metros de tramo cubierto.

La poligonal fue elaborada desde la estación AG125 hasta AG175 (sin incluir las estaciones (AG161-AG169) que representa el flanco Este del anticlinal.

Los conglomerados clasto-soportados imbricados afloran en los intervalos AG127-AG129, AG136-AG139 (figura 6), AG156-AG158 y AG161-170. Los clastos son de tamaño guijo a guijarros (máx. 15cm), subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, compuestos por cuarzo lechoso, gabro, microgabro, basalto, pórfido dacítico y andesítico, granito y chert. La matriz varía de arenita muy fina a muy gruesa compuesta por cuarzo y líticas; puede presentar fracciones de material arcilloso y cemento de carbonato de calcio (AG154-AG170). Se presenta como capas métricas y lentes decimétricos (anexo 8).

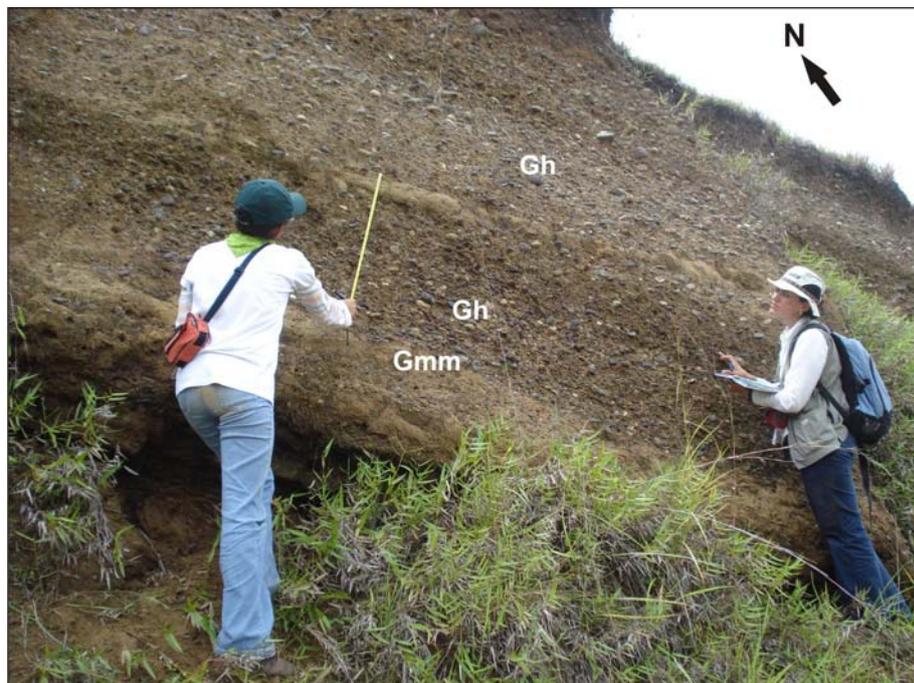


Figura 6. Conglomerado clasto-soportado imbricado (Gh). Ver detalle en la columna segmento C entre las estaciones AG135-AG137.

Entre AG158 y AG160 se presentan conglomerados clasto-soportados con estratificación inclinada planar en estratos de espesores métricos. Los clastos son de tamaño guijo a guijarro, subredondeados de baja esfericidad, mal calibrados, compuestos por cuarzo lechoso, basalto, chert y rocas ultramáficas; estos se encuentran rodeados por cemento de carbonato de calcio. La matriz es de arenita fina a media, maciza, porosa, de color pardo grisáceo, compuesta por fragmentos líticas y cuarzo.

Los conglomerados clasto-soportados macizos se encuentran hacia la base y la parte media de esta columna. Están representados por clastos cuyos tamaños varían de guijos a bloques de 32 cm, son subredondeados, de baja

esfericidad, constituidos por cuarzo lechoso, basalto, microgabro, gabro y chert; la matriz es de arenita media/gruesa. Las capas presentan espesores métricos (figura 7).



Figura 7. Conglomerado clasto-soportado macizo (Gcm). Visto en la estación AG130.

En AG139 y AG153 se observó un conglomerado polimíctico matriz-soportado con gradación de normal a inversa, en capas de espesores métricos; los clastos son de tamaño guijo, subredondeados, de baja esfericidad y la matriz es de arenita media, maciza, compuesta por cuarzo y fragmentos líticos. La gradación presenta varias repeticiones en el afloramiento.

Los conglomerados con estratificación inclinada en artesa se presentan en la estación AG155 como estratos métricos y en AG159-AG160 en lentes métricos que hacen parte de canales. Los clastos son de tamaño guijo a guijarros (máx. 11cm), subredondeados, de baja esfericidad y se encuentran definiendo las artesas; la matriz es de arenita muy fina, bien calibrada y de color gris claro. Los lentes que se encuentran en este segmento están formados por arenitas y arenitas conglomeráticas macizas; algunos de ellos hacen parte de canales hacia el tope de la columna (anexo 9).

Hacia la estación AG136 se tiene una capa centimétrica de lodolita parda amarillenta maciza. Contactos netos a la base y erosivos al techo (anexo 8).

En esta columna los conglomerados ubicados hacia el tope tienen mejor selección y organización con respecto a todas las rocas descritas en la sección; además la presencia de nuevas facies conglomeráticas permite inferir condiciones de depositación diferentes.

- **Columna Estratigráfica Segmento D**

La longitud de la poligonal en este sector es de 79,29 metros (anexo 1) con un espesor total de 11,70 metros en la columna estratigráfica (anexo 5).

Hacia la base y techo de esta columna predominan los conglomerados clasto-soportados macizos, en capas de espesores métricos. Los tamaños de clastos van de guijos a bloques (máx. 25 cm), subredondeados de baja esfericidad compuestos por cuarzo lechoso, microgabro y chert. La matriz es de arenita media a gruesa, mal calibrada, constituida por cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos. Dentro del conglomerado existen lentes decimétricos de arenitas finas y arenitas conglomeráticas macizas. El color de la roca es pardo amarillento.

En la parte media de la columna los conglomerados son clasto-soportados imbricados en estratos métricos; los clastos son de guijo, compuestos por cuarzo lechoso, basalto, microgabro, pórfido andesítico, chert, líticos sedimentarios de cuarzoarenita y lodolita. La matriz es de arenita media a gruesa (figura 8).

En la estación AG085E se observaron capas decimétricas de arenita fina con laminación plana paralela, moderadamente calibrada, porosa, compuesta por cuarzo y líticos. Hacia la base la arenita es maciza, gruesa y mal calibrada.

La estratificación de las rocas es N38°W/40°SW en el techo de la columna y N85°W/18°SW en la base.



Figura 8. Conglomerado clasto-soportado imbricado (Gh) y lente de arenita maciza (Sm). Observado en la estación AG085D.

- **Columna Estratigráfica Segmento E**

La longitud de la poligonal en este sector es de 118,98 metros (anexo 1) con un espesor total de 59,87 metros en la columna estratigráfica (anexo 6).

Esta columna está dominada principalmente por conglomerados clasto-soportados imbricados en estratos de espesores métricos. Los clastos son de tamaño guijo a bloques (máx.35 cm), subredondeados, de baja esfericidad, compuestos por cuarzo lechoso, microgabro, basalto, pórfido andesítico, granodiorita, cuarzoarenita y chert. La matriz es de arenita fina a gruesa, subangular, de alta esfericidad, compuesta por cuarzo, plagioclasa y líticos. La roca se encuentra altamente meteorizada. Presenta lentes de arenita media maciza constituida por cuarzo y fragmentos líticos.

En la estación AG117B el conglomerado es clasto-soportado macizo en estratos métricos. Los clastos son de guijos a guijarros de 15 cm, compuesto por cuarzo, chert, microgabro, basalto y lodolita: la matriz es arenita fina, moderadamente calibrada. Se encuentran también lentes decimétricos de arenitas conglomeráticas macizas y con laminación inclinada festoneada; la arenita es de tamaño arena muy gruesa y los clastos son de tamaño grava constituidos por cuarzo, chert, lodolita y cuarzoarenita.

El plano de estratificación medido en AG129H es N15°E/58°NW.

6. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

6.1 FALLAMIENTO

Entre Andalucía y Galicia, Marín y Romero (1988) reportan en depósitos cuaternarios, escarpes y deformación en el extremo oeste del cañón del río Bugalagrande. Paris y Romero (1994) reportan la Falla Potrerillo como una estructura en la base del frente montañoso de la Cordillera Central hacia la depresión del Valle con escarpes hasta de 15 metros de altura por varios kilómetros de longitud en abanicos aluviales del Pleistoceno. Le asocian desplazamiento de corrientes, silletas y facetas triangulares.

Según López (2006) en el sector del río Bugalagrande las evidencias de deformación tectónica reciente se encuentran en el registro geomorfológico. A partir del sitio de deyección del río Bugalagrande, en el contacto entre el frente montañoso principal y la superficie de aplanamiento elevada se distinguen los siguientes rasgos morfológicos, de importancia para entender la tectónica del área: depósitos de conos de deyección, abanicos aluviales, y escarpes de dirección NS, EW y NE, una cubierta pelicular cuaternaria inclinada hacia la Cordillera Central, el Anticlinal de Andalucía y las terrazas que se desprenden de él y finalmente, fallas y lineamientos (figura 9).

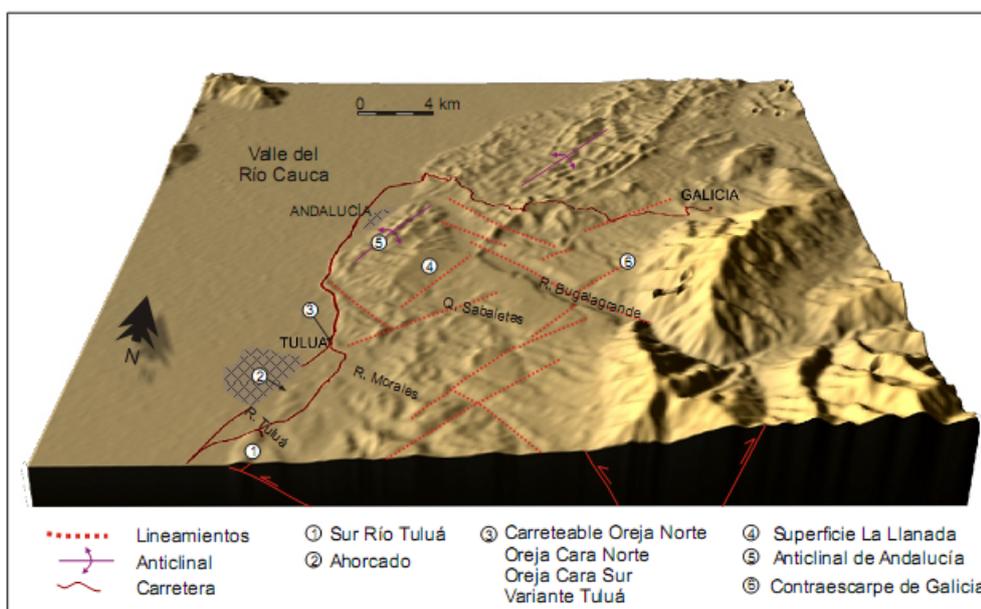


Figura 9. Modelo de elevación digital del terreno (realizado a partir de datos del STRM) de los sectores Río Bugalagrande y Tuluá vistos desde el sur. En líneas punteadas los lineamientos más destacados. Relieve exagerado 15 veces. Tomado de López (2006).

6.1.2 FALLA DE QUEBRADA NUEVA

Gómez en 1970 (en Aranzazu y Ríos 1989) la propone como una falla de cabalgamiento de gran importancia la cual pone en contacto los sedimentos de la Formación la Paila con los sedimentos de la Formación Cinta de Piedra.

6.1.3 FALLA DE HOLGUÍN

Aranzazu y Ríos (1989) la definen como una falla inversa de ángulo alto que buza al Este con cabalgamiento del Este al Oeste; constituye el límite Occidental de la Formación Cartago.

6.1.4 FALLA BUGALAGRANDE

Es definida por López (2006) en su trabajo relacionado con el análisis de deformación tectónica en el piedemonte de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia-contribuciones paleosísmicas.

En campo se determinó que se trata de una falla inversa (?) rumbo deslizante con una disposición principal de $N18^{\circ}W/62^{\circ}SW$ y estrías de falla con un plunge de $52^{\circ}SW$. Dicha falla fue identificada por la presencia de fallas antitéticas y sintéticas, con clastos descabezados, estructuras anastomosadas y sistema riedel (Figura 10, 11 y 12).

6.2 PLEGAMIENTO

6.2.1 ANTICLINAL DE GALICIA

Es una estructura amplia asimétrica que presenta una dirección regional aproximada de $N18^{\circ}W$ y su eje se localiza aproximadamente entre las estaciones AG124-AG125; las mayores pendientes estructurales se encuentran en su flanco occidental (anexo 1).

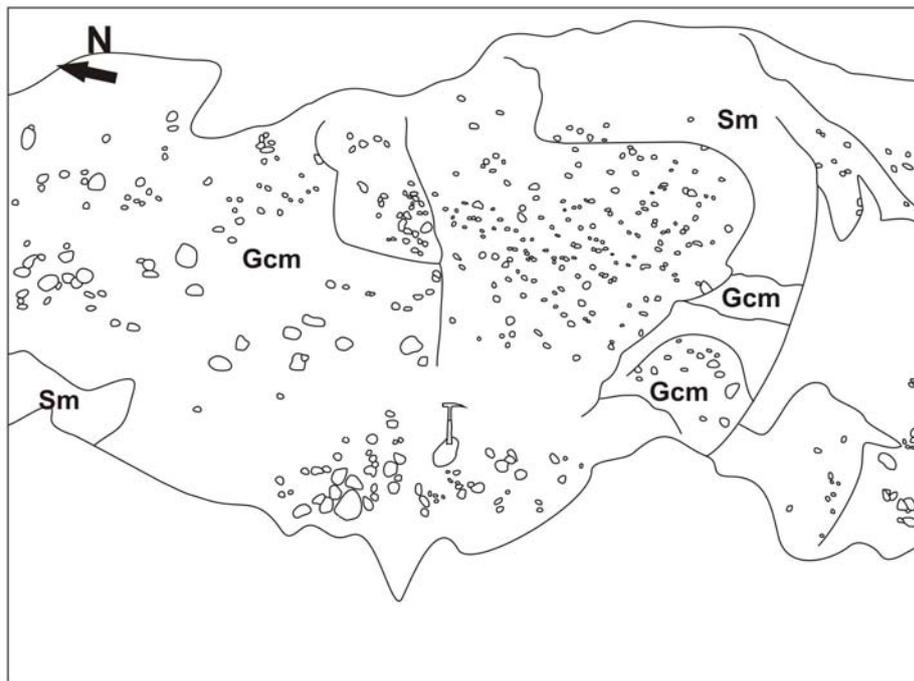


Figura 10. Conglomerado polimíctico clasto-soportado masivo (Gcm) con lentes de arenitas conglomeráticas. Zona de falla (estaciones AG038 – AG039).

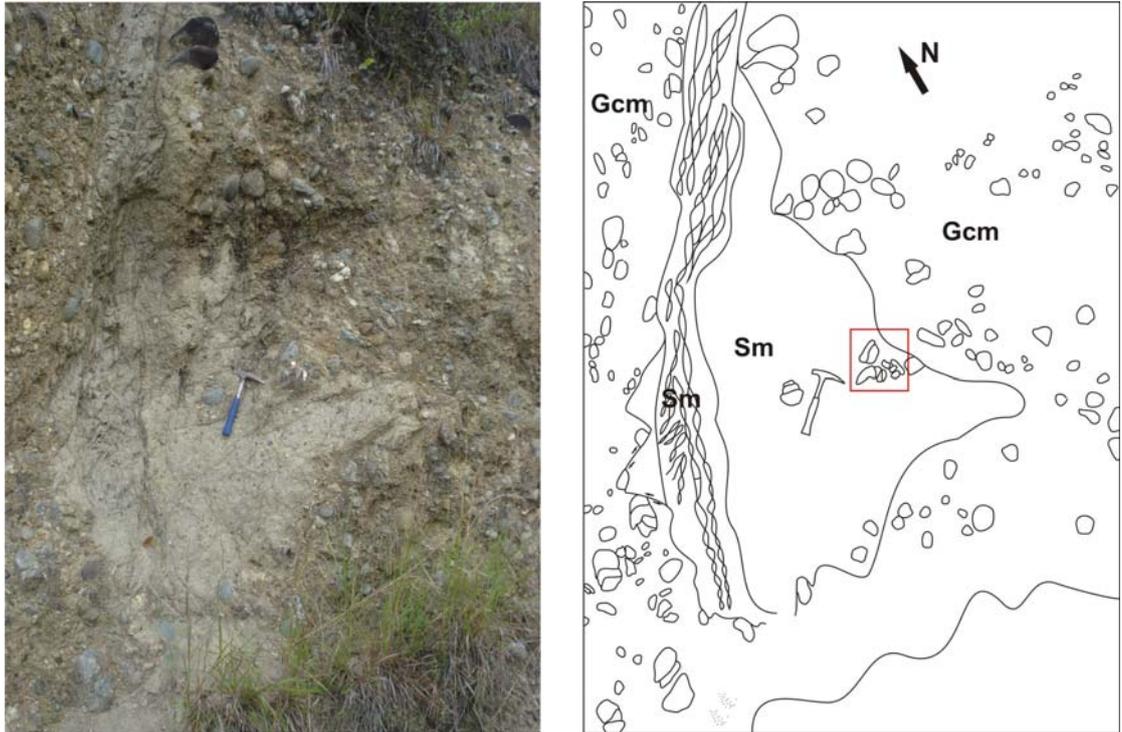


Figura 11. Arenitas macizas (Sm) y arenitas conglomeráticas macizas (Sgm) con clastos descabezados, falla sintética, antitética y en escalón (estación AG039).

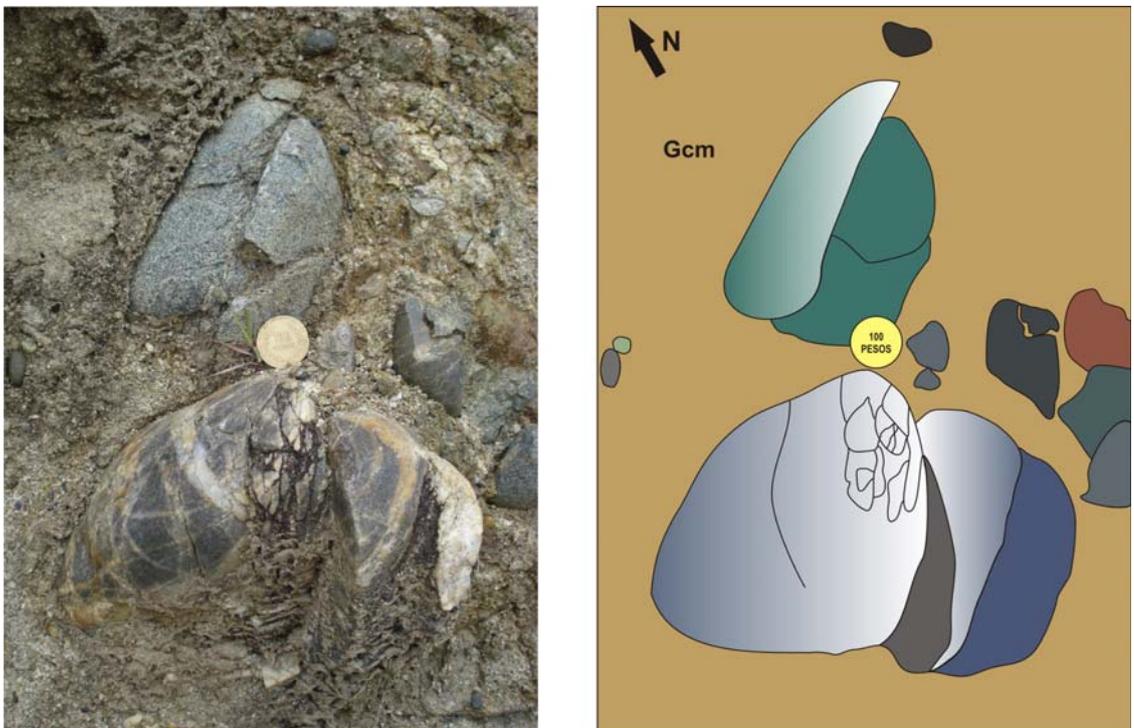


Figura 12. Clastos rotos y desplazados como respuesta al fallamiento. Detalle del recuadro rojo de la figura 11.

7. GEOLOGÍA HISTÓRICA

McCourt y Millward (1983) proponen un modelo de “doble acreción” para explicar la evolución geológica y tectónica de la parte sur-occidental de Colombia, Valle.

1. Las rocas entre la Falla de Romeral y la Falla de Los Chorros representan la corteza oceánica Paleozoica; compuesta por rocas de “trench” y arco de isla.

2. La Falla de Los Chorros es el límite entre la corteza oceánica y continental Paleozoicas.

ACRECIÓN 1: La Falla Romeral es el límite entre la corteza oceánica y continental Mesozoicas.

ACRECIÓN 2: Las fallas N-S de ambas cordilleras fueron originalmente fallas inversas de ángulo alto asociadas con una zona de subducción. Las fallas E-W representan una zona de debilidad en la corteza posiblemente relacionadas con paleo-fallas de transformación. Las fallas NW-SE son las excepciones y están muy jóvenes, se sugiere que estas fallas están relacionadas con “el moderno” sistema de subducción y tienen la orientación NW-SE por la doble influencia de las placas de Nazca y Caribe sobre las placas de Sur América.

Para explicar la génesis de las rocas de la PLOCO se han propuesto modelos evolutivos basados en evidencias que indican una relación cogenética magmática entre las rocas ultramáficas, máficas y basaltos y que sobre estos últimos o interdigitados con ellos se depositaron las secuencias sedimentarias. Estos materiales fueron apilados en un complejo acrecionario contra el borde continental de Suramérica por procesos de tectónica de placas (Nivia, 2001). Las rocas sedimentarias cenozoicas del departamento del Valle del Cauca están relacionadas con la acumulación en dos cuencas principales desarrolladas sobre la PLOCO: la llanura costera del Pacífico y la depresión del graben interandino Cauca-Patía.

Al norte de Guacarí, sobre las estribaciones occidentales de la Cordillera Central, aflora una secuencia areno-rudácea Oligoceno-Mioceno definida por Schwinn (1969) como el Grupo Valle. En esta unidad McCourt et al. (1985) separaron las Formaciones Cinta de Piedra, La Paila y La Pobreza. La Formación la Pobreza reposa de manera discordante sobre la Formación la Paila. Todas las rocas mencionadas están cubiertas parcialmente por unidades

superiores locales, no consolidadas, de depósitos Plio-Pleistocenos lacustres, volcánicos o de abanicos aluviales como las Formaciones Zarzal, Armenia y Jamundí.

McCourt et al., 1984, (en Aspden 1984) sugiere que la Cordillera Occidental representa un terreno alóctono el cual fue acrecionado desde el SW hacia el borde continental de Colombia a lo largo de una línea que se aproxima a la Falla Cauca (Patía).

El tiempo exacto de la acreción es desconocido pero probablemente tuvo lugar en el Cretácico Superior o más probable durante el Terciario Inferior y este evento está relacionado con la Orogenia Calima por Barrero (1979), en Aspden 1984.

Pérez, 1980 (en Aspden 1984), sugiere dos ciclos principales para la sedimentación del Terciario Inferior. El ciclo más antiguo es de edad Paleoceno y en general esto puede probablemente ser equivalente con la Formación Chimborazo en el Valle del Cauca. El ciclo joven tiene una edad entre Eoceno Medio a Mioceno (Medio?) y puede ser correlacionada con la Formación Guachinte, Ferreira y Vijos.

Hacia el fin del Mioceno y Plioceno Temprano el levantamiento renovado y el vulcanismo en la Cordillera Central fue extendido. Como resultado de este levantamiento grandes volúmenes de material clástico son erodados desde la Cordillera Occidental, en el Valle del Cauca y los sedimentos del Plioceno son depositados en la llanura de la Costa Pacífica.

Van Der Hammen (1958), sugiere que la sedimentación del Mioceno está caracterizada sobre todo por la presencia de materiales y minerales volcánicos. Frecuentemente empieza el Mioceno con una discordancia y con conglomerados basales. Un segundo conjunto de areniscas o conglomerados se encuentran en la mitad de los sedimentos del Mioceno, superpuestos por arcillas manchadas de rojo violáceo, ambas en los Valles interandinos de Cauca y del Magdalena. Sugiere que la sucesión estratigráfica del Mioceno en el sur del Valle interandino del Cauca (la Cuenca del Patía) es muy semejante a la del Mioceno del Valle del Magdalena. La parte superior en el Patía está separada del resto por una discordancia, pero es posible que esté también presente.

Nivia (2001), propone que la sedimentación del Grupo Valle (TOcp,TMp) se produjo a lo largo de la misma cuenca en ambientes continentales por acumulación de sedimentos grueso granulares simultáneamente con productos volcánicos y volcanoclásticos. La composición polimíctica de los conglomerados refleja proveniencia de la denudación de las rocas preterciarias de la Cordillera Central. Sus características texturales permiten interpretar acarreo bajo condiciones subaéreas y de depósito rápido en un ambiente sedimentario de corrientes trenzadas. Durante este proceso sedimentario se presentaron episodios alternados de acumulación de cenizas volcánicas provenientes de un frente volcánico localizado aproximadamente sobre el eje de la Cordillera Central.

8. ANÁLISIS FACIAL DE LA FORMACIÓN LA PAILA

En este capítulo se definen las diversas facies que se hallan a lo largo de la sección Andalucía-Galicia, así como los respectivos procesos que las originan y las asociaciones existentes entre ellas.

El término facies fue definido para referirse a la suma de las características físicas, químicas y biológicas de una roca sedimentaria o de un sedimento que refleja las condiciones bajo las cuales se ha formado.

Para ello se utilizó principalmente las diferentes propuestas realizadas por Andrew D. Miall y J.D. Collinson.

8.1 FACIES CONGLOMERÁTICAS

8.1.1 Facies Gcm (conglomerados clasto-soportados macizos)

Conglomerados cuyos tamaños varían de guijos a bloques (2 mm a máx. 40 cm), clasto-soportados macizos, en estratos métricos y lentes decimétricos. Los clastos son de subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, pobremente seleccionados. La matriz es de arenita (fina a gruesa) a arenita lodosa. Bases erosivas (figuras 13 y 14).

INTERPRETACIÓN: Miall (1996) plantea que esta litofacies representa flujos de escombros pseudoplásticos de baja resistencia, depositados a partir de flujos viscosos, laminares o turbulentos.

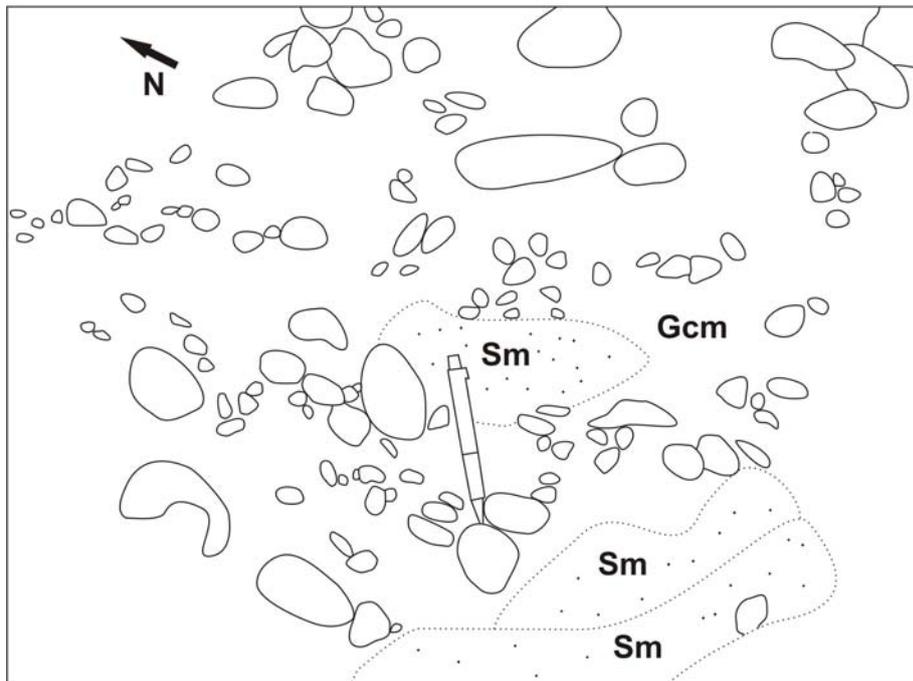


Figura 13. Conglomerado polimítico clasto-soportado macizo (Gcm) (estaciones AG012 - AG013) con intraclastos de arenitas macizas (Sm)

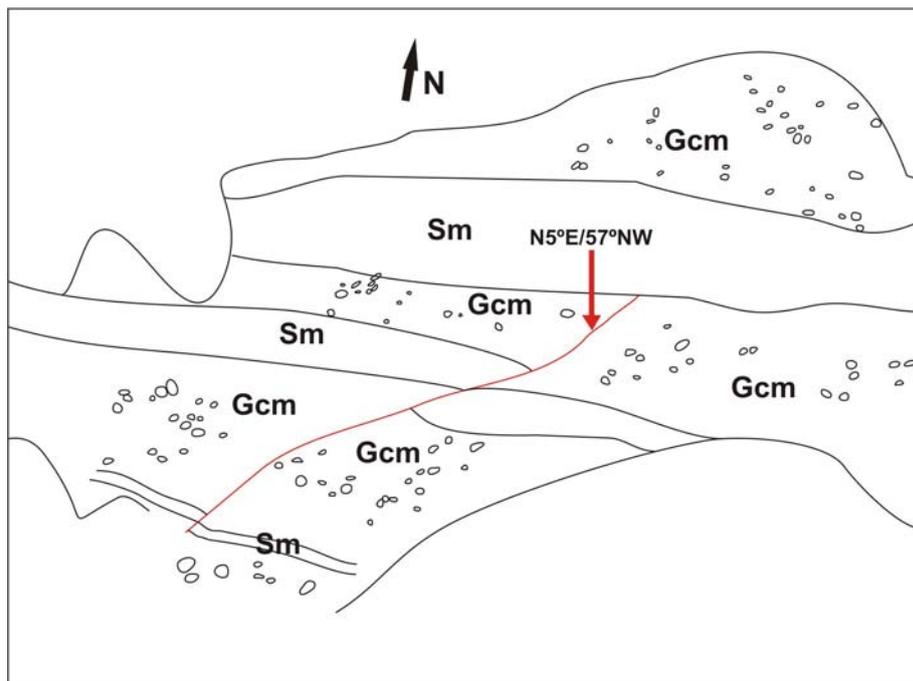


Figura 14. Conglomerado polimítico clasto-soportado macizo (Gcm) (estaciones AG021 - AG022) levemente imbricado con lentes de arenitas (Sm) falladas.

8.1.2 Facies de conglomerados matriz-soportados

8.1.2.1 Facies Gmm (conglomerados matriz-soportados macizos)

Corresponde a conglomerados de tamaños guijos a gujarros (de 2 mm a máx. 13 cm), matriz-soportados macizos, en estratos y lentes con espesores decimétricos. Los clastos son subangulares y subredondeados, de baja esfericidad, pobremente seleccionados, soportados por una matriz arenita fina y arenita lodosa (figura 17).

Rust en 1978 (en Miall 1996) utilizó el código Gms para referirse a las gravas matriz-soportadas, lo cual no permite hacer una distinción entre unidades masivas y gradadas. Según Miall (1996), la característica más importante de Gmm es la ausencia de clastos organizados. Los clastos son pobremente seleccionados y soportados por una matriz mal seleccionada de arena, limo y lodo; las capas son masivas (Gmm).

INTERPRETACIÓN: para Miall (1996) esta facies refleja la acción de flujos de escombros plásticos (viscosos, alta resistencia).

Para Collinson (1996) los conglomerados matriz-soportados carecen de estratificación interna y clastos imbricados (e.g. Shultz 1984). Los grandes clastos pueden proyectarse encima del tope de las capas de conglomerados (e.g. Tanner & Hubert, 1991). Cada conglomerado está generalmente considerado como el producto de flujos de escombros cohesivos (sensu Nemeč & Steel, 1984).

8.1.2.2 Facies Gmg (conglomerados matriz-soportados con gradación)

Está caracterizada por conglomerados matriz-soportados que presentan gradación normal a inversa, en capas de espesores decimétricos a métricos. Los clastos están mal calibrados variando de guijos a gujarros (2 mm a máx. 7 cm), son subredondeados de baja esfericidad y están envueltos por una matriz de arenita media mal seleccionada (ver anexo 4, figura 15).

Rust en 1978 (en Miall 1996) utilizó el código Gms para referirse a las gravas matriz-soportadas, lo cual no permite hacer una distinción entre unidades masivas y gradadas. Según Miall (1996), la característica más importante de Gmg es la ausencia de clastos organizados. Los clastos son pobremente

seleccionados y soportados por una matriz mal seleccionada de arena, limo y lodo. Las capas muestran gradación de clastos y/o matriz (Gmg).

INTERPRETACIÓN: Miall (1996) propone que esta facies se forma por procesos de flujos de escombros pseudoplásticos (viscosos, baja resistencia).

Para Collinson (1996) los conglomerados matriz-soportados pueden mostrar débilmente el desarrollo de gradación inversa y normal (Shultz 1984). La gradación sugiere algunos flujos diluidos y turbulentos, mientras la gradación inversa indica que la presión dispersiva ha operado.

8.1.3 Facies Gh (conglomerados clasto-soportados horizontalmente estratificados)

Conglomerados clasto-soportados imbricados de tamaño guijos a bloques de máximo 26 cm, cuyas capas y lentes varían de decimétricas a métricas. Los clastos son de subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, mal seleccionados. La matriz varía de arenita muy fina a muy gruesa y puede presentar fracciones de material arcilloso. Bases erosivas (figura 16).

Para Miall (1996) esta litofacies consiste de guijos y gujarros clasto-soportados con cruda estratificación horizontal. Muchos depósitos tienen clastos y una abundante matriz arenosa. Las capas individuales son típicamente de unos pocos decímetros de espesor con unidades multihistóricas que se extienden varios metros en espesor. Los contactos de las capas no son claros debido a la ausencia de capas bien definidas. Los clastos están comúnmente imbricados

INTERPRETACIÓN: Esta facies es depositada por la migración de formas de fondo (barras) longitudinales (Miall, 1996).

Son el resultado de flujos hiperconcentrados (Smith, 1986 en Rees & Rowell, 1991) o flujos de sedimentos fluidizados.

Para Collinson (1996) los conglomerados clasto-soportados registran la depositación de carga de fondo a partir de flujos de corriente. Cada conglomerado está caracterizado por presentar estratificación lenticular y superficies de erosión con relieve notable. La estratificación horizontal y clastos imbricados sugieren depositación cerca a superficies horizontales, Algunos conglomerados, especialmente con formas lenticulares y bases erosivas,

muestran depresiones o estratificaciones cruzadas tabulares en los cuales los foresets pueden ser gradados y comúnmente muestran cambios radicales en el tamaño de grano a lo largo del set.

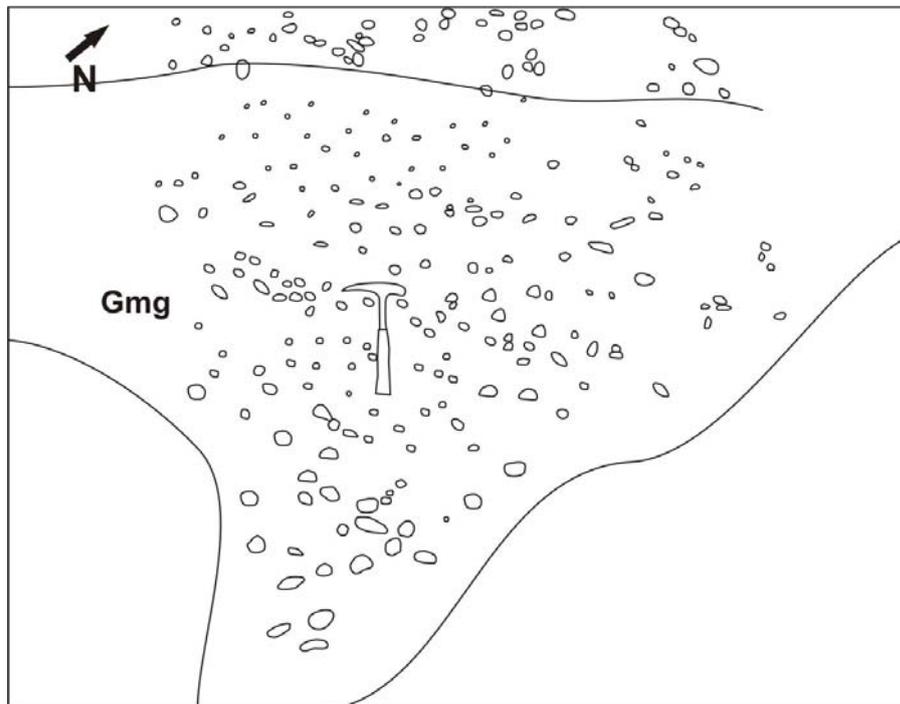


Figura 15. Conglomerado matriz-soportado con gradación normal, visto en la estación AG139.

8.1.4 Facies Gt (conglomerados clasto-soportados con estratificación inclinada en artesa)

Conglomerados clasto-soportados con gravas dispuestas en forma cóncava hacia arriba (artesas), moderadamente seleccionados, de tamaño guijos a guijarros (2 mm a máx. 11 cm), subredondeados de baja esfericidad. La matriz es de arenita muy fina a media, moderadamente calibrada. Se puede encontrar como capas y lentes decimétricos. Los contactos son erosivos generalmente (figura 16).

Según Miall (1996), esta litofacies es distinguida por la presencia de cuerpos amplios y poco profundos en forma de cuchara, con profundidades entre 0.2 – 3.0 m y 1-12 m de ancho. Estas unidades cortan tanto vertical como lateralmente. La base erosiva puede ser seguida por un depósito de rezago de tamaño de grano más grueso que el relleno del canal. La inclinación de la cara de deslizamiento (*foreset*) es más empinada en las artesas más pequeñas, extendiéndose a un máximo de 30°.

INTERPRETACIÓN: Miall (1996) depositados por tracción a partir de una corriente unidireccional. La estratificación inclinada en artesa indica alta descarga y alta energía depositacional causando la migración de barras (Opluštil et al., 2005).

En campo se observó que la facies Gt se presenta de forma lenticular y en ocasiones variación en el tamaño de grano; para ello Collinson (1996) propone que algunos conglomerados, especialmente aquellos que tienen forma lenticular y bases erosivas, muestran estratificación cruzada en artesa en la cual los *foresets* pueden ser gradados y los cuales comúnmente muestran cambios radicales en el tamaño de grano a lo largo del set, probablemente reflejan que las fluctuaciones sobre la cresta de la barra son responsables. Algunos sets de estratificación cruzada en conglomerados aluviales tienen espesores de cientos de centímetros o unos pocos metros.

8.1.5 Facies Gp (conglomerados clasto-soportados con estratificación inclinada planar)

Conglomerados clasto-soportados con estratificación inclinada planar con capas de espesores métricos. Los clastos son de tamaño guijos a guijarros de máximo 20 cm, subangulares a subredondeados de baja esfericidad, mal

seleccionados. La matriz varía de arenita fina a gruesa y puede presentar fracciones de material arcilloso. Bases erosivas (figura 16).

INTERPRETACIÓN: Esta facies es depositada debido a la migración de formas de fondo (barras) transversales (Miall, 1996). Formado en barras de corrientes poco profundas (Williams, 1966)

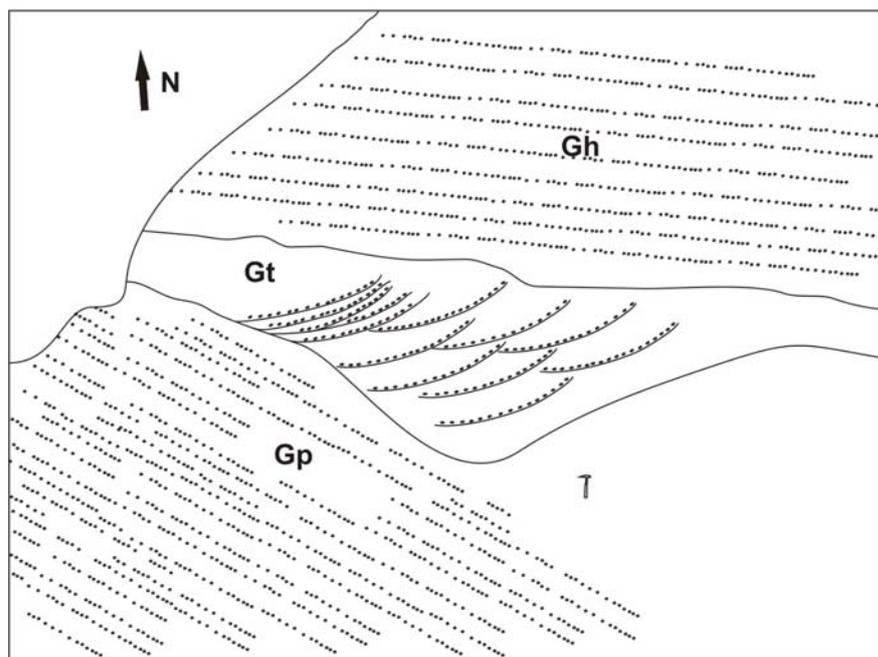


Figura 166. Cantera Galicia. Conglomerado polimíctico Gp, Gh y canal de conglomerado con estratificación inclinada en artesa (Gt).

8.2 FACIES ARENOSAS

8.2.1 Facies Sh (arenitas con estratificación horizontal)

Arenitas de grano fino bien seleccionadas, subangulares y de baja esfericidad con laminación plana paralela discontinua definida por minerales oscuros dentro de los que se destaca el anfíbol. Se presenta en capas de espesores métricos. Los contactos con las rocas adyacentes son erosivos (figura 17).

INTERPRETACIÓN: Para Miall (1996), esta litofacies ocurre bajo dos condiciones. La más importante es la que representa las condiciones de la capa plana superior en la transición de flujos subcríticos a supercríticos. Esta fase es la más estable en areniscas de grano muy fino a medio. Las unidades de Sh superiores a varios metros de espesor pueden ser depositados durante eventos dinámicos simples como inundaciones rápidas donde las condiciones del flujo pueden continuar en etapas críticas por periodos de varias horas.

La litofacies Sh es distinguida por laminación plana paralela con partición de corriente ocurriendo en estratos planos. Esta estructura es generada por vórtices longitudinales pequeños hacia la capa inferior de flujos turbulentos y provee un excelente indicador de paleocorrientes. La orientación de la alineación es paralela al flujo pero no indica cual de las dos direcciones opuestas es la correcta. Esta información puede ser obtenida por referencia a estructuras de estratificación cruzada. Las capas planas también se desarrollan en arenitas gruesas a muy gruesas a bajas velocidades de flujo pero esta condición es raramente preservada en la naturaleza.

Para Collinson (1996), las arenitas con laminación paralela son normalmente de menor importancia pero en algunos casos ellas forman espesores considerables. Son usualmente de grano fino con laminación horizontal bien definida y lineación sobre superficies de estratificación; pueden ocurrir en algunos niveles de arenitas de canal y tienden a estar comúnmente hacia el tope. Cuando las arenitas son de grano fino a medio, la facies es interpretada como el producto de un régimen de flujo superior (Stear, 1985, Capuzzo et al., 2004).

8.2.2 Facies St (arenitas con laminación inclinada en artesa con presencia de guijarros)

Arenitas con laminación inclinada en artesa definida por gravas. La arenita varía de fina a media mal calibrada, porosa y de color pardo amarillento. Los clastos son de tamaño grava, subredondeados de baja esfericidad, mal seleccionados. Se encuentra como capas decimétricas. Sus contactos son transicionales al techo (figura 18).

INTERPRETACIÓN: Según Miall (1996), las artesas se desarrollan por la migración de ondulitas (*ripples*) 3-D. Ellas ocurren en arenitas de grano fino a muy gruesos. Los guijarros pueden estar presentes y esto es común en arenitas pobremente seleccionadas. La estratificación inclinada consiste de sets curvados con un ángulo de inclinación que raramente supera el ángulo de reposo. En la laminación inclinada normalmente la curva sale de la base de la artesa, la cual muestra invariablemente una relación erosional con la estratificación infrayacente.

Los *foresets* curvados y las láminas asintóticas a la base son los rasgos que distinguen la estratificación cruzada en artesa de la estratificación inclinada planar. Las artesas ocurren como formas solitarias o agrupadas.

Para Harms (1975) las ondulitas (*ripples*) representan la migración de formas de fondo que se depositan como laminación inclinada en artesa. Esta asociación ha sido ampliamente demostrada donde las corrientes fluyen sobre una capa con configuración de ondulitas donde una longitud amplia de tiempo pudo haber sido atrincherada. *Cosets* de estratos con laminación inclinada en artesa indican flujos unidireccionales con rangos apropiados de profundidad y velocidad para formar ondulitas en los tamaños de grano observados dentro del set. El espesor de sets con artesa sugiere un promedio de profundidad de flujo mínimo; ese mínimo es aproximadamente dos veces mayor que el espesor de sets individuales.

Southard (1975) define las ondulitas de corriente (*ripples*) como formas de fondo de pequeña escala debido a la migración aguas abajo, usualmente con espaciamiento menor que unas pocas decenas de centímetros a alturas menores a algunos centímetros, con pendientes de flujo suaves y de contraflujo más empinadas, las cuales tienden a ser caras de avalancha.

Son formados en canales controlados en laboratorio (*flumes*) sobre un amplio rango de velocidades en régimen de flujo bajo.

La presencia de gravas dentro de esta litofacies es debida a los procesos de tracción que ocurren debido al avance de las ondulitas.

8.2.3 Facies Sm (arenitas macizas)

Arenitas cuyo tamaño varía de muy fino a muy grueso, macizas. Los granos son subangulares, de alta esfericidad. Se presentan en forma lenticular de espesores decimétricos y capas métricas. Los contactos suelen ser de tipo erosivo irregular (figura 14, 15 y 18).

INTERPRETACIÓN: Para Miall (1996) las capas de arenitas en afloramientos pueden aparecer masivas si la meteorización no resalta la laminación. Sin embargo cuando las arenitas macizas son auténticas pueden mostrar gradación o laminación irregular muy débil. Cada capa corresponde a los depósitos de flujos de sedimentos gravitacionales. La textura masiva puede ser producida por modificación post-depositacional: pérdida de agua o bioturbación.

Según Collinson (1996) las arenitas macizas ocurren como capas tabulares atribuidas a depositación rápida a partir de suspensión durante inundaciones.

8.2.4 Facies Sgm (arenitas conglomeráticas macizas)

Esta litofacies es planteada en este trabajo para referirse a las arenitas masivas que contienen clastos de tamaño guijo dispuestos aleatoriamente (figura 17).

Arenitas conglomeráticas macizas con clastos tamaño guijo, subredondeados de baja esfericidad, mal seleccionados. La arenita varía de fina a muy gruesa, mal calibrada. Se encuentra como capas decimétricas a métricas y lentes decimétricos. Sus contactos suelen ser erosivos o transicionales.

Debido a que las litofacies propuestas por Miall no se ajustan a los rasgos litológicos y estructurales vistos en campo, se llegó a la conclusión de que este tipo de roca no se puede considerar como un conglomerado matriz-soportado masivo (Gmm) ya que ni el tamaño de los granos ni la relación clastos/matriz cabe dentro de este concepto. Tampoco se puede clasificar como una arena masiva (Sm) ya que Miall no considera la presencia de cantos dentro de este

tipo de arenas, sin embargo, existen facies que pueden considerar la presencia de estos pero tienen como requisito principal la existencia de una estructura sedimentaria primaria (estratificación inclinada en artesa, plana paralela, ripples, estratificación cruzada de bajo ángulo, entre otras).

INTERPRETACIÓN: Sgm es una facies transicional entre conglomerado matriz-soportado macizo (Gmm) y arenita maciza (Sm). Corresponde a depósitos producidos por flujos de sedimentos gravitacionales (Miall, 1996) en donde la fuente aporta guijos; la textura maciza también puede ser producida por modificación post-depositacional: pérdida de agua o bioturbación.

8.2.5 Facies Sv_f (arenitas epiclásticas)

Arenitas que presentan aporte de material volcánico, identificado en muestra de mano gracias a la presencia de anfíbol y cuarzo vítreo. Es importante resaltar la existencia de estructuras sedimentarias primarias como laminación plana paralela (Sh) e inclinada festoneada (St) (figura 17, anexo 2 y 7).

8.2.5.1 Facies Sv_{fh} (arenitas epiclásticas con laminación plana paralela)

Arenitas de grano fino con laminación plana paralela discontinua definida por minerales oscuros. Están compuestas principalmente por cuarzo vítreo y anfíbol, bien calibradas, subangulares, de alta esfericidad. Se presenta en capas de espesores métricos. Los contactos con las rocas adyacentes son erosivos (figura 17).

INTERPRETACIÓN: El proceso de formación de este tipo de arenitas es el mismo que se explicó en la facies Sh pero a diferencia de éstas el aporte de material volcánico es coetáneo con la depositación de los sedimentos.

8.2.5.2 Facies Sv_{ft} (arenitas epiclásticas con laminación inclinada en artesa)

Arenitas de grano fino con laminación inclinada en artesa que está siendo definida básicamente por anfíbol, así como ocurre en la facies Sv_{fh}. Consiste en capas de espesores métricos, compuestas básicamente por cuarzo vítreo y

anfíbol, bien seleccionadas, subangulares, de alta esfericidad. Los contactos son básicamente netos erosivos (figura 17).

INTERPRETACIÓN: El proceso de formación de estas arenitas es el mismo que se explicó en la facies St pero a diferencia de éstas el aporte de material volcánico es simultáneo con la depositación de los sedimentos.

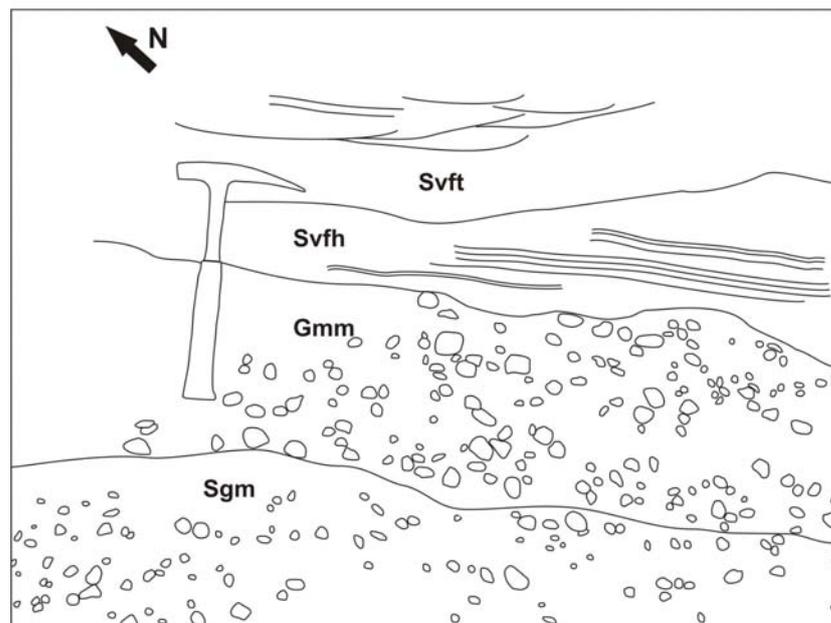


Figura 177. Hacia la base del afloramiento Sgm, Gmm, luego Svfh y posteriormente Svft

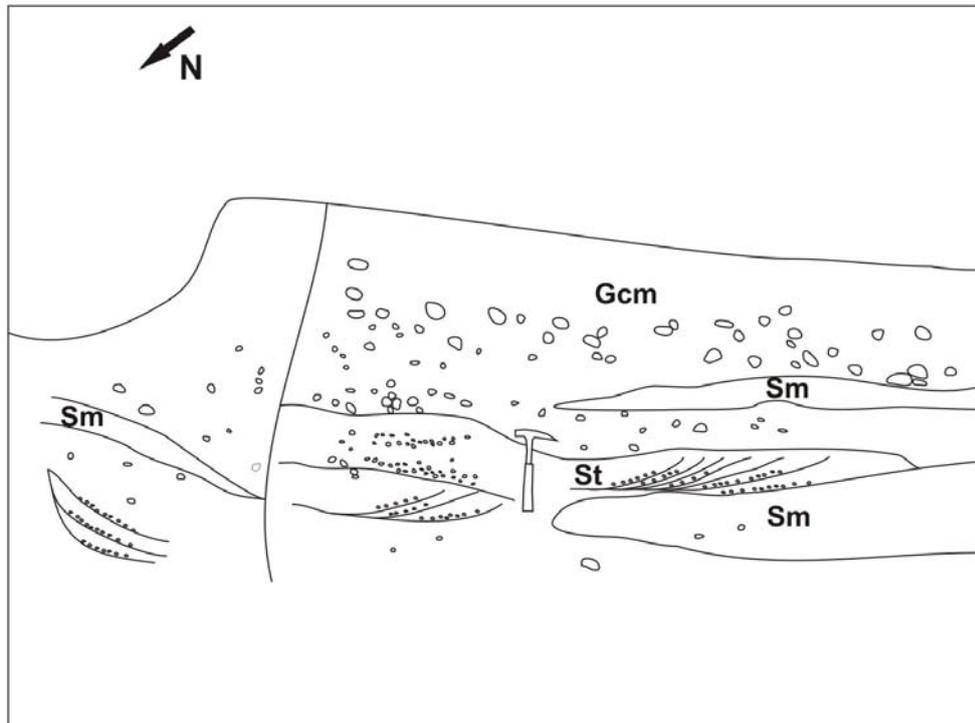


Figura 188. Estaciones AG129B – AG129C. Conglomerado polimíctico clasto-soportado (Gcm), arenita maciza (Sm) y arenitas conglomeráticas con laminación inclinada en artesa (St).

8.3 FACIES LODOSAS

8.3.1 Facies FI (arenitas laminadas y lodolitas)

Está representada por intercalaciones de capas centimétricas de arenitas finas con laminación plana paralela discontinua y milimétricas de lodolitas negras macizas; los granos son subangulares y bien seleccionados (figura 19).

INTERPRETACIÓN: Miall (1996) propone que las interlaminaciones de lodolita, y arenita de grano muy fino representan depositación a partir de suspensión (lodolitas) y corrientes de tracción débiles (arenitas). Típicamente el espesor de continuos depósitos de FI varía desde pocos centímetros a muchos metros, dependiendo del aporte de sedimentos, el estilo fluvial y la rata de subsidencia de la cuenca. Las capas individuales pueden tener un espesor de pocos milímetros.



Figura 199. Arenitas interestratificadas con lodolitas negras macizas

8.3.2 Facies Fm (lodolitas macizas)

Corresponde a lodolitas pardas amarillentas macizas con capas de espesores centimétricos (máx. 25 cm). Contactos netos a la base y erosivos al techo (figura 20).

Para Collinson (1996) este tipo de lodolitas ocurren en estratos delgados o laminados, con fisilidad variable, mientras que otras son homogéneas.

INTERPRETACIÓN: Miall, 1977 (en Miall 1996) propone esta litofacies para los lodos de asentamiento a partir de partículas en suspensión que comúnmente ocurren en sedimentos de gravas y arenas, donde ellos representan los depósitos de aguas tranquilas. El espesor típico es de unos pocos milímetros a unos pocos centímetros.



Figura 20. Lodolitas pardas macizas

9. ASOCIACIÓN FACIAL DE LA SECCIÓN ANDALUCÍA-GALICIA

De acuerdo a las características litofaciales encontradas a lo largo de esta sección, se realizó la asociación facial (grupo de facies que aparecen simultáneamente y que tienen caracteres genéticos comunes) en cada uno de los segmentos de columna y así mismo se determinó cada uno de los ambientes en los que se depositaron.

La asociación más común en la sección Andalucía - Galicia está representada por las facies Gcm y Gh, indicando que los procesos de flujos de escombros y corrientes fluviales de ríos trenzados interactúan uno tras otro en la mayoría de los casos.

Las diferentes asociaciones faciales planteadas para cada uno de los segmentos de columna estratigráfica fueron realizadas de base a techo. La letra inicial mayúscula de cada código corresponde al segmento de columna estudiado y el número designa el tipo de asociación.

9.1 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO A

A-1: Representa la asociación que se encuentra hacia la base de la columna segmento A. Está definida por depósitos de flujos de escombros (Gcm) que adoptan la geometría aluvial preexistente y posteriormente la facies Sh que ocurre como rellenos de canales y barras menores.

A-2: Esta asociación se inicia con los depósitos de flujos de sedimentos de gravedad (Gmm) que ocupan la geometría existente; seguidamente se tiene la facies Fl que representa el relleno de canales abandonados o áreas de desbordamiento (Miall, 1996), indicados por las superficies de erosión hacia la base o por la presencia de arenitas de grano fino (Opluštil, 2005).

A-3: La asociación Svft y Svfh corresponde a formas de fondo que ocurren como relleno de canales y barras menores (Miall, 1996); indican un cambio en el régimen de flujo, es decir, pasan de un régimen inferior (Svft) a uno superior (Svfh).

Para Collinson (1996) las ondulitas (*ripples*) en las arenitas con laminación inclinada (Svft) que usualmente ocurren hacia el tope de los canales son de grano fino y reflejan relativamente corrientes suaves.

A-4: Se asocian las facies Gmm, Sgm y Sm como depósitos de flujos catastróficos o flujos gravitacionales, en donde se observa la variación vertical en las condiciones del flujo. Se depositan ocupando la topografía preexistente en la zona como es el relleno de canales trenzados.

A-5: Corresponde a las facies Gh que sugiere barras longitudinales (Miall, 1996), topes de barras de ríos trenzados o depósitos de rezago de canal (Nemec & Postma, 1993). La estratificación definida por tamaños de grano y texturas contrastantes pueden registrar cambios en el nivel del agua sobre los ciclos de inundación (Steel & Thompson, 1983). Los lentes de arenitas macizas se depositan hacia el techo de las barras formadas por Gh.

A-6: La asociación entre las facies Gh y Gcm indican: depositación de barras longitudinales (Miall, 1996) de ríos trenzados o depósitos de rezago de canal (Nemec & Postma, 1993) seguido de flujos gravitacionales que adoptan la geometría aluvial preexistente (figura 21). Dentro de la facies Gh se tienen lentes de arenita conglomerática depositada hacia el tope de las barras formadas por esta facies.

De las asociaciones faciales anteriores se concluye que se tiene un ambiente dominado por corrientes trenzadas (21.70%) afectado por la acción de flujos de escombros (50.8%).



Figura 21. Flujo de escombros (China) adoptando la topografía aluvial preexistente.

9.2 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO B

B-1: Inicia con flujos de escombros pseudoplásticos (Gcm) hacia la base seguidos de flujos de sedimentos gravitacionales (Sgm) que se depositan en la paleogeografía aluvial de la zona.

B-2: Hacia la base de esta asociación se tiene barras longitudinales de ríos trenzados en donde se han depositado las facies Gh producto de flujos hiperconcentrados y posteriormente estos son cubiertos con flujos de escombros (Gcm) que adoptan la geometría preexistente.

B-3: Esta asociación presenta hacia la base las facies Gcm, seguida de Gmg y finalmente Gmm que corresponden a flujos de sedimentos de gravedad que adoptan la topografía aluvial preexistente. Son depositados por sistemas fluviales distributarios que forman depósitos en cono de abanicos aluviales (Miall, 1996). Es característica de ríos trenzados con estratos de grava y depósitos de flujos de sedimentos de gravedad propuestos por Miall en 1996.

B-4: La asociación está formada por las facies Gcm (hacia la base) producto de flujos de escombros, seguido de barras longitudinales formadas en ríos trezados (Miall, 1996) o depósitos de rezago de canal (Nemec & Postma, 1993) que corresponde a la facies Gh y finaliza con la facies Gcm que cubre los depósitos de barras y adopta la topografía aluvial preexistente. Como facies subordinadas se tienen lentes de Sgm (canal) y Sm.

De acuerdo a las asociaciones faciales interpretadas en este segmento y teniendo en cuenta que el porcentaje de cubierto supera el 70%, se determinó que existen depósitos de corrientes fluviales de ríos trezados (3.17%) con la acción de los flujos gravitacionales (22.52%) característicos de abanicos aluviales que indican su cercanía al ápice del mismo.

9.3 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO C “CANTERA GALICIA”

C-1: Hacia la base de esta asociación se tiene la facies Gh que se deposita a partir de flujos hiperconcentrados formando barras longitudinales (Miall, 1996) en ríos trezados o depósitos de rezago; posteriormente se superponen los depósitos de flujos de escombros (Gcm) adoptando la topografía aluvial.

C-2: Se presentan flujos de escombros pseudoplásticos de baja resistencia (Gcm) que paulatinamente pasan a flujos de escombros plásticos de alta resistencia (Gmm); ambos flujos adoptan la geometría existente en el terreno.

C-3: Inicialmente se tiene la facies Fm que hace parte de los sedimentos del relleno de canales abandonados (Miall, 1996); seguidamente se tienen los depósitos de flujos gravitacionales que adoptan la geometría del relieve preexistente y que es evidenciado con la presencia de facies como Sgm, Gcm y Gmm. A continuación los flujos hiperconcentrados que se movilizan por los ríos trezados se depositan formando barras longitudinales y generando la facies Gh. Hacia el techo de esta asociación se presentan flujos de escombros pseudoplásticos de baja resistencia que depositan conglomerados gradados (Gmg) por encima de las barras de ríos trezados.

C-4: Hacia el techo y la base de esta asociación se tienen los depósitos de Sgm y hacia la parte media las facies Gcm, todas ellas originadas gracias a los flujos de escombros que adoptan la paleotopografía aluvial existente.

C-5: Hacia la base se deposita la facies Gmg producto de flujos de escombros pseudoplásticos (viscosos, baja resistencia) que adoptan la topografía preexistente. La asociación Gh, Gp y Gt corresponde a ríos trezados poco profundos (figura 22) con estratos de grava. En los ríos proximales de estratos de grava los flujos de sedimentos de gravedad son raros o ausentes y consiste de canales cambiantes inestables de baja sinuosidad en los cuales una gran variedad de formas de fondo es depositada. La profundidad de los canales es del orden de 1 m. Los elementos GB (*gravel bars*) son predominantes y consisten de cuerpos tabulares con numerosas superficies de erosión externas y ensamblajes variantes de gravas depositadas por corrientes de tracción (Gh, Gp, Gt). Los canales pueden ser abandonados en etapas bajas en los cuales lentes delgadas de Sm son depositados. Pueden presentarse como facies subordinadas Sm, Sgm, Gmm y Gcm haciendo parte de barras.

Aunque la proporción entre los depósitos de corrientes fluviales de ríos trezados (28.66%) y los flujos gravitacionales (20.39%) de abanicos aluviales es similar, predomina la acción de las corrientes trezadas hacia el tope de la columna estratigráfica de este segmento.



Figura 22. Río Guatiquía, Colombia. Ejemplo típico de Río trezado donde se depositan facies como Gh, Gp y Gt.

9.4 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO D

D-1: Hacia la base se tiene los depósitos de flujos de escombros (Gcm), seguido de la asociación Sm, Sh y Gh que indica la presencia de un canal de ríos trezados, donde Sm ocurre hacia la base de los cuerpos de arena (Collinson, 1996), Sh corresponde a formas de transfondo fluvial y Gh a topes de barras de ríos trezados; finaliza con la facies Gcm.

De lo anterior se puede concluir que la proporción entre los flujos de escombros (51.06%) y corrientes trezadas fluviales (48.77%) es similar.

9.5 ASOCIACIÓN FACIAL COLUMNA SEGMENTO E

E-1: La columna segmento E está dominada principalmente por corrientes trezadas (92.18%) que dan origen a la facies Gh y St (figura 23). Como facies subordinadas se tiene Gcm y Sm producto de flujos gravitacionales (7.87%).



Figura 23. Río Canaletes, Colombia. Ejemplo típico de una ondulita (*Ripples*) 3-D que da origen a la facies St.

10. ANÁLISIS DEL AMBIENTE DE FORMACIÓN

Basados en la asociación litofacial encontrada en la sección se sugiere un ambiente relacionado con sistemas de deposición fluvial acompañados por procesos gravitacionales como flujos de escombros, permitiendo concluir que los depósitos se originaron en abanicos aluviales.

Miall (1996) define un abanico aluvial como un sistema de deposición fluvial distinguido por sus características geomorfológicas más que por su estilo fluvial. Para Bates & Jackson, 1987 (en Miall 1996) un abanico corresponde a masas bajas, relativamente planas a ligeramente empinadas de material rocoso suelto, formando abanicos abiertos o un segmento en forma de cono. Collinson (1996) sugiere que los abanicos aluviales están localizados en áreas de alta sedimentación aguas abajo de puntos donde lateralmente se expanden los flujos confinados. Gordon & Lee (1986) definen los abanicos aluviales como acumulaciones cónicas lobuladas o arqueadas en su mayor parte por sedimentos de grano grueso, depositado por agua y flujos de densidad inducidos por gravedad (figura 24).

Algunos autores recomiendan limitar el término abanico aluvial a sistemas empinados los cuales tienen pendientes entre 1.5° y 25° ; se caracterizan por presentar depósitos de flujos de gravedad especialmente flujos de escombros, flujos hiperconcentrados e inundaciones laminares. Los depósitos de corrientes de tracción son raros.

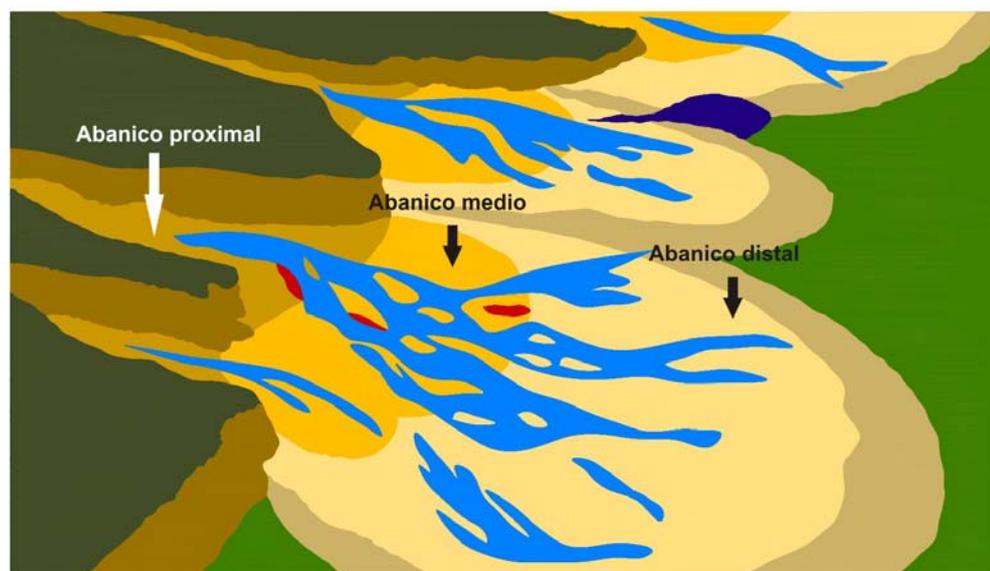


Figura 204. Representación esquemática de la zonación morfológica de un abanico aluvial antiguo – Arenitas Van Horn, Texas (McGowen y Groat, 1971). modificado de Gordon (1986)

Los abanicos aluviales son depositados por corrientes en un valle montañoso estrecho sobre una llanura o un valle amplio (Bates & Jackson, 1987), donde una corriente tributaria esta cerca o donde estos confluyen con la corriente principal, donde se interrumpe abruptamente el valle o el gradiente de la corriente decrece bruscamente. Típicamente se aproximan a un segmento de cono, comúnmente con canales radiando desde el ápice (Collinson, 1996). En casos donde un abanico es formado dentro de un valle, una morfología radial verdadera puede ser cortada por las paredes de un valle o trazas laterales. El gradiente de muchos abanicos decrece pendiente abajo generando un perfil radial cóncavo hacia arriba.

Los abanicos aluviales varían enormemente en escala de unas pocas decenas de metros en radio a enormes conos que se extienden más de 100 Km. La escala y los procesos reflejan una combinación de litología del área fuente, tamaño y clima, especialmente expresados por el modelo de descarga (Collinson, 1996).

Stanistreet and McCarthy, 1993 (en Miall, 1996) clasifican los abanicos aluviales basados en el clima, la naturaleza del área fuente, etc. Proponen una clasificación triangular que ilustra la importante variación de los tres procesos principales: flujos de sedimentos de gravedad, flujos trenzados y flujos meándricos (figura 25 y 26).

Basados en esta clasificación y las relaciones litológicas encontradas en la sección Andalucía – Galicia se determinó que corresponde a un abanico dominado por flujos de escombros evidenciado principalmente por las facies Gcm y Gmm.

Los abanicos dominados por flujos de escombros pueden llamarse “abanicos verdaderos”; estos abanicos son pequeños, típicamente menores a 10 Km en longitud y empinados (pendientes >0.1), son particularmente comunes en regiones áridas donde los procesos de flujo de sedimentos gravitatorios son más comunes. Se reconocen dos variedades:

- Los de primer tipo están contruidos principalmente por flujos de sedimentos gravitatorios junto con deslizamientos coluviales, avalanchas y caída de rocas; las capas de arena no son comunes. El proceso secundario incluye flujos laminares de desbordamiento.

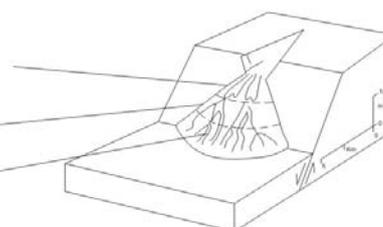
- La segunda variedad es construido principalmente por flujos laminares y depósitos de flujos hiperconcentrados. Los depósitos arenosos de desbordamiento son comunes y un borde distal arenoso puede estar presente.

ABANICO DOMINADO POR FLUJOS DE ESCOMBROS

Abanico Superior: Flujos de escombros proximales canalizados

Abanico Medio: Flujos de escombros distales y flujos laminares

Abanico Inferior: Flujos laminares y corrientes tranzadas poco profundas



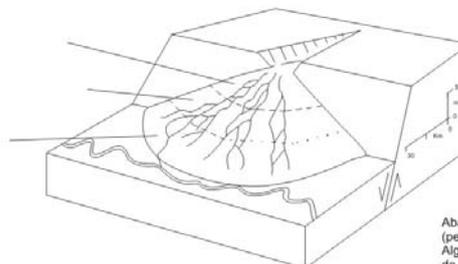
Abanico con superficie empinada (pendiente $-0.1-0.01$)
Poca vegetación

ABANICO FLUVIAL TRENZADO

Abanico Superior: Barras de grava longitudinales

Abanico Medio: Barras de grava longitudinales y barras de arena transversales

Abanico Inferior: Barras transversales y dunas



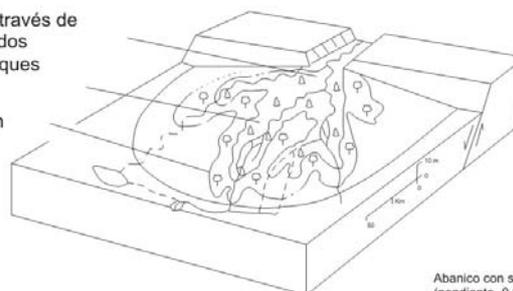
Abanico sin superficie empinada (pendiente $-0.01-0.0003$)
Alguna vegetación a lo largo de canales

ABANICO FLUVIAL MEÁNDRICO DE BAJA SINUOSIDAD

Abanico Superior: Cinturón de meandros activos corriendo a través de pantanos permanentes con diques vegetados

Abanico Medio: Ríos anastomosados de baja sinuosidad y diques vegetales

Abanico Inferior: Ríos anastomosados de baja sinuosidad con pocos canales confinados



Abanico con superficie poco profunda (pendiente -0.0003)
Altamente vegetado

Figura 215. Clasificación de abanicos aluviales (Stanistreet & McCarthy, 1993). Tomado de Miall (1996).

Teniendo en cuenta el triángulo de clasificación (Figura 26) de los abanicos según el proceso actuante se determinó que el observado en la sección de estudio de este trabajo se puede comparar con las características que presenta el abanico del Valle de la Muerte, California (figura 27); En él son característicos los procesos de flujos de escombros en donde las facies Gmm, Gmg, Gci y Gcm y elementos GB (*Gravel Bar*) son los rasgos más representativos.



Figura 226. Clasificación triangular de abanicos aluviales, mostrando la subdivisión en los tres principales estilos depositacionales (Stanistreet & McCarthy, 1993). Tomado de Miall (1996).



Figura 237. Depósitos de flujos de escombros sobre el abanico aluvial del Valle de la Muerte.

Según Collinson (1996) los procesos por los cuales el sedimento es transportado y depositado sobre el abanico se da a partir de flujos de escombros a flujos de corrientes sostenidas; Por lo tanto, dos clases principales de abanicos son reconocidos teniendo en cuenta las bases del proceso dominante: abanicos de flujos de gravedad (semiáridos) y abanicos fluviales (húmedos).

De acuerdo con esta propuesta, en el caso de la sección objeto de este estudio se tiene un abanico semiárido dominado por flujos de gravedad.

- **Abanicos dominados por flujos de gravedad:** Son los clásicos abanicos medios y pequeños que comúnmente se desarrollan en márgenes de cuencas tectónicamente activas y que están mejor expuestos en ambientes áridos. Sin embargo, ellos también ocurren en climas húmedos especialmente donde la caída de rocas es una característica recurrente y donde el material de grano fino es abundante en el área fuente. Los terrenos volcánicos con abundante material piroclástico pueden generar flujos de escombros. En condiciones semiáridas, los flujos de escombros son generados por raras pero intensas

tormentas, las cuales acumulan escombros desde la zona de origen del valle o cañón (Collinson, 1996). El resultado de flujos de escombros depende del contenido de sedimentos de grano fino. Por debajo del punto de intersección, los flujos se desaceleran sobre la superficie del abanico y se depositan lóbulos elongados como resultado de flujos activos. Los flujos de escombros son típicamente superiores a 2 m de espesor, con fábricas matriz-soportadas y clastos grandes flotando anormalmente, algunos de los cuales pueden sobresalir del tope de la superficie; pueden mostrar gradación inversa en las partes bajas como resultado de una alta pendiente en la zona.

Además de flujos de escombros se tienen también flujos de corrientes que pueden persistir y retrabajar las superficies superiores de los depósitos de flujos de escombros. Las fracciones finas son reducidas hacia fuera y los clastos grandes son concentrados como superficies de erosión. Donde la arena es abundante, los procesos de corriente producen ondulitas (*ripples*) y dunas. Un flujo de escombros principal puede ser seguido por un intervalo durante el cual pequeños escombros sueltos están dispuestos en la zona, a pesar de las recurrentes inundaciones.

Las inundaciones laminares transportan sedimentos en suspensión y como carga de fondo; muchos abanicos pierden volumen abanico abajo por infiltración de agua. Las láminas y lóbulos resultantes son dominados por sedimentos laminados y estratificación inclinada.

Gordon & Lee (1986), distinguen dos tipos de abanicos: húmedos y secos (áridos). El reconocimiento de estos dos tipos de abanicos está basado por la forma, el proceso depositacional y las diferencias fundamentales en los modelos de facies.

Basados en esta propuesta se clasifica el ambiente de depósito como un abanico árido proximal que grada paulatinamente a la etapa inicial de un abanico medio.

Los abanicos aluviales áridos se dividen en: proximales, medios y distales. La característica dominante en el abanico principal es la trinchera, la cual puede tener cientos de metros de profundidad y puede o no estar limitada por diques naturales. Las inundaciones de corriente, la depositación de flujos de corriente de gravedad y la depositación cernida (*sieve*) son procesos característicos en el abanico proximal y todo puede resultar en acumulación de conglomerados. Los depósitos gruesos de la trinchera del abanico proximal pueden estar separados por áreas grandes de sedimentos intercanal de grano fino.

Las áreas de abanico medio comienzan más allá de la intersección de la trinchera del abanico proximal con la superficie del abanico. Literalmente cientos de canales distributarios trenzados poco profundos pueden cruzar el abanico medio el cual es dominado, como consecuencia, por depositación de corrientes. En contraste con el abanico proximal conglomerático, el abanico medio es dominado por arenas/gravas. Los cuerpos de arena son lateralmente muy discontinuos pero semicontinuos a lo largo de transectas radiales.

Existen dos implicaciones derivadas de la zonación de facies de abanicos aluviales áridos. La primera es la existencia de un decrecimiento sistemático abanico abajo en el tamaño de grano, o una proporción menor de conglomerados a arenitas. La segunda es la zonación, si existe, implicaría que la progradación del abanico debería superponer las facies del abanico proximal sobre las facies del abanico medio y distal; la retrogradación del abanico produciría lo opuesto.

Los flujos de sedimentos de gravedad incluyen flujos de escombros, flujos de lodo y deslizamientos, los cuales son procesos importantes sobre abanicos áridos y raramente observados en abanicos húmedos. Los depósitos del abanico proximal contienen por grandes distancias volúmenes de flujos de gravedad y depósitos *siève*, el abanico medio es dominado por flujos de canales trenzados y el abanico distal por flujos laminares y en algunos casos depósitos eólicos.

12. CONCLUSIONES

- La sección Andalucía-Galicia está constituida principalmente por conglomerados polimícticos clasto-soportados macizos (Gcm) que varían a conglomerados clasto-soportados horizontalmente estratificados (Gh).
- La poligonal abierta aportó los datos necesarios que contribuyeron a la elaboración de las columnas estratigráficas.
- Las columnas estratigráficas realizadas permitieron establecer las relaciones existentes entre las diferentes facies determinando así sus asociaciones y espesores.
- A nivel general se observa una variación composicional en sentido Oeste-Este, es decir, hacia el Oeste predominan los clastos de cuarzo lechoso, pórfidos andesíticos, microgabros y gabros, mientras que hacia el Este sobresalen los clastos de basalto, chert, arenitas y lodolitas.
- La zona de estudio se encuentra afectada por una falla regional y otras locales que modifican la disposición original de las rocas.
- Debido a la ausencia de fósiles en este sector, se tuvo en cuenta la existencia de estos en las facies finas de secciones cercanas que permitieron restringir el ambiente a áreas continentales debido a la presencia de plantas y palinomorfos.
- De acuerdo a la asociación facial se determinó que la sección estudiada corresponde a un abanico aluvial semiárido dominado por flujos de escombros con interacción de corrientes trenzadas.
- Según los datos palinológicos recolectados en secciones cercanas (Uribe-Sevilla, Buga-La Habana) se estableció que la edad para esta Formación es Mioceno superior.
- La Formación la Paila puede considerarse como posible potencial reservorio debido a las porosidades encontradas en las rocas.

13. RECOMENDACIONES

- Realizar estudios detallados de las posibles direcciones de flujo (paleocorrientes) para establecer el sentido de depositación de los abanicos y determinar la procedencia de los conglomerados.
- Realizar estudios geofísicos (líneas sísmicas) para determinar la existencia de estructuras geológicas (trampas) que favorezcan la acumulación de hidrocarburos.
- Efectuar perforaciones con obtención de testigos para establecer de una manera más clara la litología existente en los tramos donde no se pudo obtener información debido a la falta de afloramientos, además de sus relaciones con las rocas del subsuelo.
- Llevar a cabo nuevas campañas de campo que permitan recolectar información adicional de la Formación La Paila en otras secciones a lo largo de la Cuenca Cauca - Patía

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aranzazu, Hernández J.M., Ríos, Alzate P.A., 1989. Análisis litofacial del intervalo Oligoceno – Mioceno en el sector Noreste de la subcuenca del Valle del Cauca, Universidad de Caldas. Tesis. Pág. 36, 40-47.

Aspden, J. A., 1984. The Geology of the Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the Department of Valle del Cauca (Sheets 261, 278, 279, 280 and 299). Ingeominas-British Geological Survey. N° 2450. Pág. 41-42.

Aspden, J. A., McCourt, W.J., & Brook, M. 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. Journal of Geological Society, London. Pág. 897-905.

Borrero Peña, C.A., Rosero Céspedes, J.S., Valencia M., J.D. y Pardo Trujillo, A., 2008. La secuencia volcanoclástica de Aranzazu: un registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la Cordillera Central, Colombia. Boletín de Geología, 30(2): 61-77.

Brook, M. 1984. New radiometric age data from S.W.Colombia. Ingeominas-misión Británica (British Geological Survey) report 10 (inédito). Calí. Pág.25.

Collinson, J.D. Alluvial sediments, en Reading H.G., 1996. Sedimentary Environments: Processes, facies and stratigraphy, Third Edition. Department of Earth Sciences, University of Oxford. Pág 57-67.

De Armas, M., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. Escala 1:100.000, Cali, Ingeominas.

Geoestudios, 2008. Levantamiento de columnas estratigráficas y realización de análisis petrográficos, petrofísicos, bioestratigráficos y geoquímicos en las áreas de Pasto-El Bordo, Cali-Buga y Buga-Cartago (Cuenca Cauca-Patía). Geoestudios Ltda. para el Fondo Financiero de Proyectos de Desarrollo (FONADE), Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), Bogotá

Gordon S.F. & Lee S., 1986. Alluvial Fans & Fan Deltas, A Guide to Exploration For Oil and Gas. International Human Resources Development Corporation. Pág. 1-66.

Harms J.C., 1975. Stratification produced by migrating bed forms en Depositional environments and interpreted from primary structures and

stratification sequences. Short course N° 2 sponsored by the society of economic paleontologist and mineralogist. Pág 46-59.

López, M.C., 2006. Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia - Contribuciones Paleosísmicas. Tesis de Maestría, Universidad Eafit, Medellín, 113 pp

Marín, W., y Romero, J., 1988. Proyecto Neotectónico del Sur Occidente Colombiano, Cali. Ingeominas.

McCourt, W.J., y Millward, D., 1983. Fallas principales y acreción de las placas en el Valle del Cauca Suroccidente Colombiano. Ingeominas-misión Británica, N° 2490, Cali. Pág. 6-7.

McCourt, W.J., 1984. The Geology of the Central Cordillera in the Department of Valle del Cauca, Quindío and NW Tolima: British Geological Survey Report, v. Series 847, p. 8-49.

McCourt, W.J., Mosquera, D. Nivia, A. y Nuñez, A., 1984. Mapa Geológico preliminar, Plancha 243-Armenia (1:100.000). Ingeominas.

Miall A., 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth Sci. Rev.13

Miall A., 1996. The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Pág. 79, 99-130, 191-249.

Millán, Rodríguez H., 1994. Estudio geomorfológico de la cuenca del Río Guadalajara, Buga Valle del Cauca, Universidad de Caldas. Tesis. Pág. 22-23.

Millward, D., Marriner, F. & Saunders, A.D.1984. Cretaceous tholeiitic volcanics rocks from the Western cordillera of Colombia. J.Geol.Soc.London. Pág.847-860.

Moreno-Sánchez, M., y Pardo-Trujillo, A., 2002. Historia Geológica del Occidente Colombiano: Geo-Eco-Trop, v.26,2, p. 91-113.

Nelson, H. W., 1957. Contribution to the Geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali. Leidse Geologische Mededlingen, v. 22. Pág. 1-76.

Nemec W., Steel R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of gravels and conglomerates* (ed. By Koster E.M., Steel R.J.), Em. Can.soc.petrolog. geol.

Nemec W., Pstma G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern crete: Sedimentation process and geomorphic evolution. In: *Alluvial sedimentation* (Ed. By Marzo M., Puigdefabregas C.) Spec publ. Int. Ass. Sediment.

Nivia Guevara A., 2001. Memoria explicativa del Mapa Geológico del departamento del Valle del Cauca, escala 1:250.000. Ingeominas. Pág. 94-95

Opluštil S., Martínek K., Tasáryová Z. 2005. Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (Westphalian D – Barruelian) in the Kladno-Rakovník and Pilsen basins. *Bulletin of Geosciences*, Vol. 80, No. 1, 45–66.

Paris, G., y Romero, J. 1994, Fallas activas en Colombia, MagFallas activas en Colombiaazine, v. 34, p. 1-543.

Rees, M. N., Rowell, A.J. *Crustal development: the transantarctic mountains en Thomson, M.R.A., Crame J.A., Thomson J.W. 1991. Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press. Pág. 191.*

Schwinn, W.L. 1969. Guidebook to the geology of the Cali area. *Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicist, 10th field trip*, p. 29. Bogotá.

Shultz A.W., 1984. Subaerial debris flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *J. Sedim. Petrol.*

Southard J.B., 1975. Bed configurations en depositional environments and interpreted from primary structures and stratification sequences. Short course N° 2 sponsored by the society of economic paleontologist and mineralogist. Pág 19-25.

Stear W.M., 1985. Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient Sandy ephemeral flood deposits in the Southwestern Karoo región, South Africa. *Sedim. Geol.*

Steel R.J., Thompson D.B., 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone group North Staffordshire, England *Sedimentology*.

Tanner L.H., Hubert J.F., 1991. Basalt breccias and conglomerates in the lower Jurassic McCoy Brook Formation, fundy basin, Nova Setta: Differentiation of talus and debris-flow deposits. *J. Sedim. Petrol.*

Toussaint, J.F. & Restrepo, J.J. 1978. Edad Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Publicación Especial de Geología*, N° 15, Facultad de Ciencias, Medellín.

Van der Hammen, T., 1958. *Estratigrafía del Terciario y del Maestrichtiano y Tectogénesis de los Andes Colombianos*. Ministerio de Minas y Petroleos, Servicio Geológico Nacional. Informe N° 1.279 (Ej.1) Pág. 49-50.

Wojtal, S., 1988, capítulo XIII, editado por Marshak S., Mitra G., 1988. *Basic Methods of Structural Geology, Part II, Special Topics*. Printice Hall. Pág. 269-302.