

**Cartografía geológica y análisis estructural entre los municipios de betéitiva y paz de río
(Boyacá)**

Sergio Fabian Ferro Vanegas

Eduard Pico Rodríguez

Trabajo de Grado para optar al título de Geólogo

Director:

Giovanny Jimenez Diaz

PhD. en geología estructural

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2017

Dedicatoria

A Dios, a mi madre Liliana Vanegas y a mi familia.

Sergio

A mis padres, María Cristina Rodríguez y Pedro Antonio Pico y a mi familia, quienes me han
brindado su guía en el transcurso de mi vida.

A Jesús y Josefina Fernández, por brindarme su ayuda en momentos de dificultad.

Eduard.

Agradecimientos

Al profesor Francisco Velandía Patiño, que nos brindó su dirección guía y consejo, que permitieron el desarrollo de la investigación.

A los habitantes de los municipios de Paz de Río y Betétiva, por su hospitalidad y calidez humana.

Al profesor Giovanni Jiménez Díaz, por acogernos bajo su dirección y ayudarnos en la culminación de este proyecto.

A los estudiantes de la asignatura Campo 1 que trabajaron en el área de estudio el segundo semestre del año 2012 y el primer y segundo semestre del año 2013.

Contenido

	Pág.
Introducción	27
1. Objetivos	27
1.1 Objetivo General	27
1.2 Objetivos Especificos.....	28
2. Justificación	28
3. Localización geológica	29
4. Marco Geológico Regional	31
5. Marco Geológico Local	32
6. Marco Teórico.....	34
6.1 Unidad Litoestratigráfica	34
6.2. Unidad Litodémica.....	34
6.3 Facies	36
6.4 Asociación de facies	36
6.5 Ambientes sedimentarios	36
6.5.1 Ambiente Marino Somero.....	36
6.5.2 Playas	38
6.5.3 Sistemas Fluviales.....	42
6.5.4 Deltas	45
6.5.5 Estuarios.....	50
6.6 Deformación dúctil y frágil.....	53

6.6.1 Comportamiento Dúctil	53
6.6.2 Comportamiento Frágil.....	59
6.6.3 Pliegues asociados a fallas inversas.....	62
6.6.4 Fallas relacionadas a pliegues.....	65
7. Metodología.....	68
8. Resultados.....	70
8.1 Cartografía Geológica.....	70
8.2 Estratigrafía.....	71
8.2.1 Unidades Litodémicas.....	71
8.2.1.1 Cataclasitas de Soapaga (D ^{cs}).....	71
8.2.2 Unidades Litoestratigráficas	72
8.2.2.1 Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá (PE ^{fo})	72
8.2.2.2 Formación Girón (Jg).....	76
8.2.2.3 Formación Tibasosa (Kit).....	79
8.2.2.4 Formación Une (Kiu).....	81
8.2.2.5 Formación Chipaque (Ksc).....	84
8.2.2.6 Formación Plaeners (Ksgp).....	86
8.2.2.7 Formación Los Pinos (Ksgpi).....	89
8.2.2.8 Formación Labor Tierna (Ksgt)	92
8.2.2.9 Formación Guaduas (KPgg).....	94
8.2.2.10 Formación Areniscas De Socha (Pgars)	96
8.2.2.11 Formación Lodolitas De Socha (Pgas).....	97
8.2.2.12 Formación Picacho (Pgp).....	99
8.2.2.13 Formación Concentración (Pgc)	102
8.2.2.14 Cuaternario Coluvial (Qc).....	104

8.2.2.15 Cuaternario Aluvial (<i>Qal</i>).....	104
8.3 Geología estructural	106
8.3.1 Fallas	106
8.3.1.1 Falla Soapaga.....	106
8.3.1.2 Falla Colacote.	109
8.3.1.3 Falla Chicuzá.....	110
8.3.1.4 Falla Villa Franca.	112
8.3.1.5 Falla Sicuanoba.	114
8.3.1.6 Falla La Rinconada.	114
8.3.1.7 Falla Salitre.	115
8.3.1.8 Falla La Carbonera.	117
8.3.1.9 Falla La Chiviatera.....	118
8.3.1.10 Falla La Cascada.....	118
8.3.1.11 Falla Paz De Río.....	119
8.3.1.12 Falla Otengá.	122
8.3.1.13 Falla Peña Blanca.	123
8.3.1.14 Falla Cosgua.....	124
8.3.1.15 Falla Tahur.	124
8.3.1.16 Falla Tasco.	125
8.3.1.17 Falla Buntía.	126
8.3.3.18 Falla Canelas.....	126
8.3.2 Pliegues	127
8.3.2.1 Anticlinal El Pozo	127
8.3.2.2 Sinclinal El Bailadero De Las Brujas.....	129
8.3.2.3 Anticlinal De La Chapa	130

8.3.2.4 *Sinclinal De Rondón* 131

8.3.2.5 *Sinclinal De Betétiva* 132

8.3.2.6 *Anticlinal San Antonio* 133

8.3.3 *Análisis Estructural* 134

8.3.3.1 *Corte A-A'* 135

8.3.3.2 *Corte B-B'* 136

8.3.3.3 *Corte C-C'* 137

8.3.3.4 *Corte D-D'* 138

8.3.3.5 *Estilos Estructurales.* 141

9. *Discusión*..... 141

9.1 *Discusión y antecedentes estratigráficos* 141

9.2 *Discusión y antecedentes geología estructural* 149

10. *Conclusiones*..... 169

Referencias Bibliográficas 172

Lista de Figuras

Pág.

Figura 1. Área de estudio entre los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río, a lo largo de la Falla de Soapaga y el Río Chicamocha, delimitada por un polígono formado por los puntos P1 de coordenadas X: 1160000, Y: 1145000, P2 de coordenadas X: 1160000, Y: 1155000, P3 de coordenadas X: 1140000, Y: 1135000 y P4 de coordenadas X: 1140000, Y: 1142500..... 30

<i>Figura 2.</i> Mapa Geológico generalizado. En polígono la Zona de estudio.	33
<i>Figura 3.</i> Unidades Litodémicas (letra mayúscula) y Unidades Litoestratigráficas (letra minúscula). A) gneis, B) intrusión de diorita, C) granito más joven, D) dique de sienita, E) complejo estructural, G) complejo volcánico, I) discordancia, II) discordancia, h) Estratos volcánicos, j) rocas sedimentarias.....	35
<i>Figura 4.</i> Bloque diagrama con la nomenclatura más utilizada para ambientes marinos someros.	37
<i>Figura 5.</i> Bloque diagrama de los tipos de mares someros. Mar pericontinental y mar epicontinental.....	38
<i>Figura 6.</i> Movimiento de las olas y su acción sobre el sedimento del fondo en las costas.....	39
<i>Figura 7.</i> Ambiente de playas de arena y playas de grava, con el tipo de sedimento que se puede depositar y las diferentes estructuras que se forman.....	41
<i>Figura 8.</i> Principales tipos de ríos según el número de canales, índice de entrelazamiento y grado de sinuosidad (S).....	42
<i>Figura 9.</i> Río meándrico con la ubicación de los diferentes elementos morfológicos y sus depósitos asociados.....	43
<i>Figura 10.</i> Bloque diagrama de un río anastomosado con sus respectivos sub ambientes y elementos morfológicos.....	45
<i>Figura 11.</i> Vista en planta de la morfología de un delta con sus principales elementos: Canales distribuidores, llanura deltaica, frente deltaico y prodelta.....	46
<i>Figura 12.</i> Sucesión sedimentaria de un delta dominado por la acción fluvial.....	48
<i>Figura 13.</i> Sucesión sedimentaria ideal de un delta dominado por la acción del oleaje.....	49
<i>Figura 14.</i> Sucesión sedimentaria ideal para un delta dominado por mareas.....	50

Figura 15. Estuarios dominados por olas. a) Variación de la energía imagen en perfil, b) Distribución de facies imagen en planta. 51

Figura 16. Estuarios dominados por mareas. a) Variación de la energía imagen en perfil, b) Distribución de facies imagen en planta 52

Figura 17. Partes que conforman un pliegue..... 54

Figura 18. Formas básicas de los pliegues. La figura final muestra como varios tipos de sin- y antiformas se pueden desarrollar en una estructura replegada..... 55

Figura 19 Clasificación de pliegues según el comportamiento de los flancos y la charnela. 56

Figura 20. Clasificación de los pliegues según la orientación del plano axial y la charnela. 57

Figura 21. Clasificación de los pliegues según la apertura de sus flancos..... 58

Figura 22. Clasificación de pliegues basado en la distribución de las líneas isógonas..... 59

Figura 23. Bloques fallados mostrando el desplazamiento de los diferentes tipos de fallas. a) Fallas normales, b) Fallas inversas, c,d) Fallas de rumbo. 61

Figura 24. Clasificación de fallas según el buzamiento del plano de falla y el pitch, el cual es el ángulo entre la dirección de desplazamiento y el rumbo 62

Figura 25. Desarrollo progresivo de un pliegue por propagación de falla (Fossen, 2010). Se observa el avance contiguo del pliegue a medida que la falla migra atravesando las capas suprayacentes. 63

Figura 26. Desarrollo de un pliegue por flexura de falla. Se observa como las capas rotan a medida que avanzan por la rampa y el despegue de la falla, inclinándose y posteriormente rotando como capas horizontales a medida que abandonan la rampa. También se observa como el flanco frontal es transportado pasivamente mientras el flanco anterior permanece estacionario. 64

Figura 27. Desarrollo de un pliegue a través de una superficie de despegue..... 65

Figura 28. Fallas relacionadas a pliegues, se muestran las más comunes: (a) fallas hacia afuera del sinclinal; (b) falla dentro de anticlinal; (c) fallas de charnela; (d) falla en flanco; (e) falla de acomodación en el flanco frontal del anticlinal; (f) falla de flanco frontal y anterior del anticlinal; (g) fallas en cizalla en el flanco frontal del anticlinal; (h) retrocabalgamiento. 67

Figura 29. Diagrama de flujo de la metodología utilizada para realizar el proyecto de grado. ... 68

Figura 30. Mapa Geológico del área de estudio a escala 1:25000, realizado por los autores mediante ArcMap (Anexo A). 71

Figura 31. Contacto fallado entre la Formación Concentración y las Cataclasitas De Soapaga, en la vía Paz De Río – Belén. Imagen tomada desde las coordenadas X: 1157072, Y: 1144343, Z: 2588, error: 4 m..... 72

Figura 32. Contacto fallado entre la Formación Girón y la Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá. Imagen tomada en las coordenadas X: 1136530, Y: 1134850, Z: 2756. 73

Figura 33. Meta-arenitas y meta-arcillolitas del miembro superior (Filitas De Ometá), de la Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá. Imagen tomada en las coordenadas X: 1136514, Y: 1133155, Z: 2479. 73

Figura 34. Columna Estratigráfica generalizada del área de estudio. Se muestran las 12 unidades sedimentarias con una breve descripción..... 75

Figura 35. (a) Imagen panorámica, contacto entre la Formación Tibasosa y la Formación Girón, en la vía Betéitiva – Otengá. (b) Contacto entre la Formación Girón y la Formación Tibasosa en la Vía Vereda Buntía..... 76

Figura 36. Imagen tomada en las coordenadas X: 1139650, Y: 1135730. Conglomerado basal en el contacto entre la Formación Girón y la Formación Tibasosa en la Quebrada Guasquín al norte del municipio de Corrales, por la vía que conduce a la Cuchilla Alto De Los Pérez. 77

Figura 37. Panorámica del contacto Formación Girón y Formación Concentración al noroeste de Paz de Rio marcado por la Falla Soapaga. Imagen tomada en las coordenadas X: 1160000, Y: 1149447, Z: 2930..... 77

Figura 38. Formación Girón en contacto Fallado con la Formación Arcillas De Socha. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1149630, Y: 1141229, Z: 2658m Error: 3m. 78

Figura 39. Muestras de mano de la Formación Girón: (A) arenita conglomerática, (B) arenita de grano medio, (C) conglomerado, (D) arenita de grano fino. (e) Intercalación de capas de lodolitas físisles y arenitas conglomeráticas de color rojizo. 79

Figura 40. Formación Tibasosa. (a) Capas de lodolitas calcáreas intercaladas con arenitas, coordenadas: X: 1144381, Y: 1137639, vía Betéitiva – Otengá. (b) Ammonite del Aptiano..... 80

Figura 41. Calizas Fosilíferas de la Formación Tibasosa..... 80

Figura 42. (a) Panorámica contacto Formación Une y la Formación Tibasosa Coordenadas: X: 1144496, Y: 1138401. (b) Escarpe afloramiento de arenitas correspondientes a la formación Une Coordenadas: X: 1142862, Y: 1138306, Z: 2640, Plancha: 172-I-D-3..... 82

Figura 43. Muestras de mano Formación Une, (a y b) arenitas de grano medio, (c) arenita, (d) lodolita silícea. 83

Figura 44. (A) Contacto entre la Formación Une (a) y la Formación Chipaque (b). Coordenadas: X: 1143697, Y: 1138485. (B) Afloramiento Formación Chipaque por la carrilera. 84

Figura 46. (a) Afloramiento de la Formación Plaeners donde se observan capas de lodolitas, porcelanitas y algunas capas de arenitas y fosforitas. Coordenadas: X: 1143774, Y: 1138685. (b) Formación Plaeners. Estratos de porcelanitas y chert en forma de liditas los cuales se encuentran muy deformados. Ubicado al margen derecho de la carretera a 800m de la montoneraCoordenadas: X: 1143153, Y: 1138638 Z: 2517..... 87

Figura 47. Formación Plaeners al noreste de Paz De Río, núcleo del Anticlinal De La Chapa. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m. 87

Figura 48. Muestras de mano Formación Plaeners. (a) lodolitas silíceas grisáceas con laminación plano paralela, (b) porcelanitas, (c) fosforita tipo packstone con presencia de pellets, (d) arenitas de grano fino con cemento calcáreo y venas de calcita. 88

Figura 49. Panorámica de la Formación Los Pinos, núcleo del anticlinal de la chapa al NEE de Paz De Río. Tomada desde las coordenadas X: 1155092, Y: 1148945, Z: 2382. 90

Figura 50. Afloramiento de la Formación Los Pinos, capas tabulares de lodolitas silíceas intercaladas con capas gruesas de calizas fosilíferas. Vía Betéitiva – Tasco. Coordenadas: X: 1144151, Y: 1142379..... 90

Figura 51. Muestras de mano Formación Los Pinos. (a) Arenitas de grano medio maduras, (b) calizas tipo micrita, (c) lodolitas, (d) calizas. 91

Figura 52. Panorámica que muestra la Formación Labor Tierna al NE del área y su relación con las otras unidades. Imagen tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817. 93

Figura 53. Litoarenitas de grano medio, Formación Labor Tierna. Muestras de mano tomadas en las coordenadas X: 1141896, Y: 1141441. 93

Figura 54. Formación Guaduas al occidente del Río Chicamocha infrayaciendo la Formación Arenitas De Socha al norte de la Falla Chicuzá y a la Formación Lodolitas De Socha al sur de la falla. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592m Error: 3m. 95

Figura 55. Muestras de mano Formación Guaduas. A) Arenitas cuarzosas, B) carbón de buena calidad, C) arenitas y D) Afloramiento con capas plegadas de la Formación Guaduas. 95

Figura 56. Panorámica Formación Areniscas De Socha al sur de Paz De Río. Tomada desde las coordenadas X: 1154362, Y: 1145278, Z: 2815. 96

Figura 57. a) Sublitoarenita Formación Areniscas De Socha. Muestra de mano de las coordenadas X: 1143239, Y: 1143364. b) Gradación normal del tamaño de grano en las arenitas..... 97

Figura 58. Formación Lodolitas De Socha infrayaciendo la Formación Girón, en contacto fallado. 98

Figura 59. a) Arenita de grano fino. Muestra de mano Formación Lodolitas De Socha tomada de las coordenadas X: 1142693, Y: 1142521. b) Arcillolita. Muestra de mano tomada de las coordenadas X: 1151759, Y: 1143614..... 99

Figura 60. Formación Picacho al SW del municipio de Betétiva, donde es interrumpido por la Falla Soapaga. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1144880, Y: 1139567, Z: 2530m, Error: 3m. 100

Figura 61. a) Formación Picacho en el sector Peña Blanca, por la carrilera. Coordenadas: X: 1143498, Y: 1139840, Z: 2356. b) Afloramiento donde se observa el contacto entre la Formación Picacho y la Formación Lodolitas de Socha. Imagen tomada en las coordenadas X: 1144509, Y: 1140576..... 100

Figura 62. a) Arenita de grano muy fino. Muestra de mano de las coordenadas X: 1143397, Y: 1139824. b) Arenita de grano fino. Muestra de mano de las coordenadas X: 1145310, Y: 1154432. c) Lodolita. Muestra de mano de las coordenadas X: 1145321, Y: 1154126. d) Arerisca conglomeratica. Muestra de mano de las coordenadas X: 1143481, Y: 1139826. 101

Figura 63. Formación Concentración al NNW del área, infrayaciendo en contacto fallado con la Formación Girón Imagen tomada en las coordenadas: X: 1160000, Y: 1149447, Z: 2930 m Error: 3m. 102

Figura 64. a) Arenita cuarzosa de grano fino friable de tonalidades amarillentas. Muestra de mano tomada de las coordenadas X: 1145310, Y: 1154432. b) Arenita cuarzosa de grano fino friable de tonalidades amarillentas. Muestra de mano tomada de las coordenadas X: 1145534, Y: 1154886. c) Arenitas de grano medio friables. Muestra tomada de las coordenadas X: 1144292, Y: 1140269. d) Lodolitas rojizas. Muestra tomada de las coordenadas X: 1156420, Y: 1144442..... 103

Figura 65. Cuaternario Coluvial donde se encuentra el municipio de Tasco. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1145056, Y: 1142826, Z: 2567. 104

Figura 66. Cuaternario Aluvial en el municipio de Paz De Río. Imagen tomada en las coordenadas X: 1152832, Y: 1146904, Z: 2433m..... 105

Figura 67. Cuaternario aluvial al margen del Río Chicamocha. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1143686, Y: 1140298. 105

Figura 68. Falla Soapaga al NNW del área donde las Cataclasitas De Soapaga cabalgan sobre la Formación Concentración, en la vía Paz De Río – Belén. Imagen tomada desde las coordenadas X: 1157072, Y: 1144343, Z: 2588, error: 4 m. 107

Figura 69. Falla Soapaga al NNW de Paz De Río, contacto entre la Formación Girón cabalgando sobre Formación Concentración. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1160000, Y: 1149447, Z: 2930 m Error: 3m 108

Figura 70. Falla de Soapaga poniendo en contacto la Formación Girón sobre la Formación Lodolitas De Socha. Imagen tomada en las coordenadas X: 1148584, Y:1140263, Z:2667. 108

Figura 71. Falla Soapaga al SW de Betéitiva en contacto las formaciones del Cretácico, suprayaciendo las formaciones del Paleógeno. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1144880, Y: 1139567, Z: 2530m, Error: 3m. 109

Figura 72. Falla Colacote al SW de Paz De Río. Desplazamiento dextral. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1151676, Y: 1146216, Z: 2484m Error: 3m. 110

Figura 73. Falla Chicuzá mostrando un desplazamiento sinestral en las formaciones Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592m Error: 3m. 111

Figura 74. Quebrada Chicuzá controlada por la falla y cortando la Falla Soapaga. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1151031, Y: 1141699, Z: 2846m Error: 3m. 112

Figura 75. Falla Villa Franca con desplazamiento sinestral al norte de Betétiva y SW de Paz De Río. Imagen tomada en las coordenadas X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592. 113

Figura 76. Falla Villa Franca controlando con rumbo NW – SE. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148584, Y: 1140263, Z: 2667m Error: 3m. 113

Figura 77. Falla Sicuanoba al oeste y Falla La Rinconada al SW del municipio de Betétiva. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1144880, Y: 1139567, Z: 2530m, Error: 3m. 115

Figura 78. Falla Salitre repitiendo la Formación Picacho. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1152832, Y: 1146904, Z: 2433m, Error: 4m. 116

Figura 79. Cabalgamiento de la Falla Salitre que repite la Formación Picacho. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1154362, Y: 1145278, Z: 2815m, Error: 3m. 117

Figura 80. Falla La Carbonera al noreste del área. Al oeste del Río Chicamocha, cortando el Anticlinal El Pozo. Panorámica tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817. 118

Figura 81. Falla La Cascada al sur del Sinclinal Bailadero De Las Brujas. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m 119

Figura 82. Falla Paz De Río, contacto entre la Formación Lodolitas De Socha y la Formación Guaduas Imagen tomada en las coordenadas: X: 1152832, Y: 1146904, Z: 2433m, Error: 4m. 120

Figura 83. Contacto fallado (Falla Paz De Río) entre la Formación Guaduas y la Formación Los Pinos. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m 121

Figura 84. Falla Paz De Río cortando las unidades del flanco Occidental del Anticlinal El Pozo. Panorámica tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817..... 121

Figura 85. Límite sur de la Falla Paz De Río que marca el contacto entre la Formación Arcillolitas De Socha y la Formación Guaduas Imagen tomada en las coordenadas: X: 1151676, Y: 1146216, Z: 2484m Error: 3m. 122

Figura 86. Falla Otengá desplazada sinistralmente por la Falla Villa Franca. Imagen tomada en las coordenadas X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592..... 123

Figura 87. Cerro Tahir al este del Río Chicamocha, donde se observan la Falla Cosgua, la Falla Tahir y la Falla Otengá. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148034, Y: 1142772, Z: 2443..... 125

Figura 88. Anticlinal El Pozo, pliegue asimétrico con una dirección que varía por la influencia de la Falla La Carbonera. Panorámica tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817.. 128

Figura 89. Modelo del Anticlinal El Pozo realizado en campo. 128

Figura 90. Margen Izquierda Río Chicamocha, replegamiento Anticlinal El Pozo..... 129

Figura 91. Sinclinal El Bailadero De Las Brujas limitado por el Anticlinal El Pozo al este, la Falla La Cascada al sur y la Falla Paz De Río al oeste Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m. 130

Figura 92. Anticlinal De La Chapa, su núcleo corresponde a la Formación Pleaners. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m. 131

Figura 93. Anticlinal De La Chapa al este y Sinclinal De Rondón al sur de Paz De Río..... 132

Figura 94. Sinclinal De Betéitiva al norte de la Falla Chicuzá. 133

Figura 95. Mapa Geológico del área de estudio, donde se muestran las 4 secciones transversales de las que se desarrollaron los cortes. 135

Figura 96. Corte A-A', ubicado al norte de la zona de estudio, se observa el comportamiento de las estructuras que afectan las unidades sedimentarias y su relación entre ellas. 136

Figura 97. Corte B-B', atraviesa la zona al sur del municipio de Paz de Río. Muestra la relación entre la falla Salitre y Paz de Río y la geometría de los pliegues que conforman el bloque adyacente de la Falla Soapaga. 137

Figura 98. Corte C-C', muestra la continuación hacia el sur del Sinclinal de Betétiva, el Anticlinal de San Antonio y su relación con la falla de Otengá. 138

Figura 99. Corte D-D', muestra la relación en profundidad entre las fallas Otengá, Tahir y Tasco y los pliegues asociados a las fallas. 139

Figura 100. Mapa estructural de la zona de estudio. Cabe resaltar la presencia en toda la zona de fallas de rumbo que segmentan las estructuras como parte de la deformación transpresional derivada de la falla Bucaramanga. 140

Figura 101. Mapa Geológico elaborado por Ítalo Reyes (1984), se observa la configuración estratigráfica y estructural que concierne al área de estudio. 151

Figura 102. Corte realizado por Jaime Toro (1990) en el área de Betétiva donde muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues originados en la falla Soapaga. 152

Figura 103. Corte realizado por Jaime Toro (1990) en el área de Sátiva sur donde muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues originados en la falla Soapaga. 153

Figura 104. Sección transversal de la zona aledaña al municipio de Betétiva, muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues y fallas de cabalgamiento que originan la configuración actual. Modela los pliegues como tipo kink para poder conservar sus espesores (Dengo y Covey 1993). 154

Figura 105. Sección transversal de la zona aledaña al municipio de Paz de Rio, muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues y fallas de cabalgamiento que originan la configuración actual. Modela los pliegues como tipo kink para poder conservar sus espesores (Dengo y Covey, 1993). 155

Figura 106. Sección trasversal creada por Ulloa et al., (2003), realizada al norte del municipio de Betétiva, muestra la relación entre los pliegues y las fallas que los limitan..... 156

Figura 107. Sección trasversal creada por Ulloa et al., (2003), realizada al norte del municipio de Corrales, muestra el anticlinal de San Antonio como un pliegue por propagación de la falla La Puerta. 157

Figura 108. Esquema de las fallas Soapaga y Boyacá y la cinemática producida en los diferentes segmentos bajo la acción de un tensor compresivo de 122° . En la longitud 6° predomina la deformación en cabalgamientos, hacia el norte aumenta el desplazamiento sinistral y al sur de la latitud $5^\circ 50'$ predomina las fallas dextrales (Velandia, 2005)...... 158

Figura 109. Modelamiento tectónico de la Cordillera Oriental basado en la interpretación de líneas sísmicas y la cartografía realizada por Tesón (2013). Se observa la sección transversal (a) basada en los datos obtenidos en campo y la interpretación de las líneas sísmicas (b). 162

Figura 110. Secciones trasversales realizadas al sur de los municipios de San Jose de Miranda y Enciso por Barragán y Forero (2014), donde es posible observar el comportamiento de la Falla Juncalito que se desprende del núcleo del sinclinal, como una falla de acomodación. El corte A-

A' se localiza 2 km al sur del municipio de San Jose de Miranda y el corte B-B' 5 km al sur del municipio. 163

Figura 111. Sección transversal del área de Sátiva Sur donde se observa como se desprende la falla La Leona del núcleo del sinclinal como respuesta a la deformación sufrida por la estructura (Alarcón y Villar, 2016)..... 164

Figura 112. Comparación entre el mapa geológico realizado por Ulloa et al., (2003) a la derecha, y el mapa realizado por los autores de la presente investigación a la izquierda. Se observa la diferencia en la cartografía del Anticlinal El Pozo y El Sinclinal de Betétiva. La continuación de la Falla Salitre y el cambio en la vergencia de la Falla Paz de Río. Diferencias notables en los espesores de las formaciones, y la identificación de fallas transversales que segmentan y controlan las estructuras, como la falla Chicuzá, que controla el cierre del sinclinal de Rondón en la Formación Picacho..... 167

Figura 113. Comparación entre el mapa geológico realizado por Ulloa et al., (2003) (derecha) y el mapa realizado por los autores de la presente investigación (izquierda)..... 168

Lista de Apéndices*

Apéndice A. Mapa geológico a escala 1-25.000.pdf

Apéndice B. Corte Geológico A-A'.png

Apéndice C. Corte Geológico B-B'.png

Apéndice D. Corte Geológico C-C'.png

Apéndice E. Corte Geológico D-D'.png

Apéndice F. Datos estructurales de estaciones de campo.xlsx

Apéndice G. Mapa de estaciones.pdf

Apéndice H. Mapa geológico a escala 1-25.000 editable en ArcMap.mpk

* Ver documentos adjuntos en el CD

Resumen

TÍTULO: CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL ENTRE LOS MUNICIPIOS DE BETÉITIVA Y PAZ DE RÍO (BOYACÁ)*

AUTORES: SERGIO FERRO VANEGAS, EDUARD PICO RODRÍGUEZ**

PALABRAS CLAVE: Cartografía geológica, Paz de Río, Falla Soapaga, Macizo de Floresta

DESCRIPCIÓN

El área comprendida entre los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río, ha sido estudiada regionalmente como parte de las investigaciones realizadas para comprender la evolución de la Cordillera Oriental, y no cuenta con una cartografía geológica a detalle que ilustre la complejidad estructural local y la distribución de las secuencias sedimentarias.

Se presenta el mapa geológico a escala 1:25.000 realizado en la investigación, que abarca un área de 175 Km² entre los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río, y se compara con la cartografía geológica de la Plancha 172 a escala 1:100.000.

La ubicación geológica del estudio se centra principalmente en el bloque yacente de la Falla Soapaga, compuesto por rocas sedimentarias del Paleógeno y Cretácico y se incluye en menor medida el bloque colgante en una franja de 2 Km de ancho al oeste de la falla Soapaga sobre el Macizo de Floresta, donde afloran rocas de edad Jurásica y Devónica.

Se determinan dos estilos estructurales diferentes en la zona, deformación en escamación gruesa sobre el Macizo de Floresta, deformación en escamación delgada sobre las unidades sedimentarias del bloque yacente de la Falla Soapaga y un evento transpresivo que dio origen al desarrollo de fallas de rumbo que segmentan las estructuras. Las formaciones, pliegues y fallas inversas aflorantes mantienen un rumbo NE-SW y N-S en toda la zona, mientras que las fallas de rumbo atraviesan perpendicularmente las estructuras previamente mencionadas en dirección NW-SE. Las fallas de rumbo influyen sobre el desarrollo de las estructuras plegadas, segmentándolas e interrumpiéndolas; esto se observa sobre la falla Colacote que impide la continuidad del sinclinal de Betétiva al norte de la zona.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Giovanni Jiménez Díaz

ABSTRACT

TITLE: GEOLOGICAL CARTOGRAPHY AND STRUCTURAL ANALYSIS BETWEEN THE BETÉITIVA AND PAZ DE RÍO ÁREA (BOYACÁ)*

AUTHORS: SERGIO FERRO VANEGAS, EDUARD PICO RODRÍGUEZ**

KEYWORDS: Geological cartography, Paz de Río, Soapaga Fault, Floresta Massif

DESCRIPTION

Regional studies developed in the area between the Betéitiva, Tasco and Paz de Río towns, as part of the research directed to understand the evolution of the Eastern Cordillera, does not have a detailed geological mapping that illustrates the local structural complexity and the distribution of the sedimentary sequence.

It's presented the geological map developed at a 1: 25.000 scale, which covers an area of 175 km² between the Betéitiva, Tasco and Paz de Río towns, and is compared with the geological mapping of plate 172 of Paz de Río at a 1:100.000 scale.

The geological location of the study focuses mainly on the Soapaga's Fault footwall, composed by sedimentary rocks of the Paleogene and Cretaceous. Floresta Massif it is included on a strip of 2 km width of the Soapaga's Fault hanging-wall, where Jurassic and Devonian rocks outcrops.

Two different structural styles are determined in the zone, thick-skinned deformation affecting the Floresta Massif, thin-skin deformation affecting the sedimentary units of the Soapaga's Fault footwall, and a transpressive event that gave rise to the development of strike-slip faults which segment the previous structures. The outcrop formations, folds and inverse faults maintain an NE-SW and N-S direction throughout the area, while strike-slip faults cut perpendicularly the previously mentioned in NW-SE direction. The strike-slip faults influence the development of folded structures, segmenting and interrupting them; this is observed on the Colacote fault that obstructs the continuity to the north of the Betéitiva Syncline.

* Degree work

** Faculty of Physical-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Giovanni Jimenez Díaz

Introducción

El trabajo de investigación se realiza en un área de 174,932 km^2 comprendida entre la zona urbana y rural de los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río en el departamento de Boyacá. Los estudios desarrollados anteriormente muestran diferentes versiones en cuanto a las fallas geológicas y la nomenclatura estratigráfica utilizada lo cual genera discusiones en el entendimiento de la complejidad geológica de la zona. Por estas razones se hace la compilación de los diferentes artículos, mapas geológicos, mapas estructurales, fotografías aéreas, tesis y trabajos de campos realizados en el área de estudio, además de la ejecución de dos campañas de campo donde se completa y ajusta la cartografía geológica del área y se miden datos de indicadores cinemáticos. Finalmente se integra toda la información para generar el mapa geológico digital actualizado a escala 1:25.000 y modelos geológicos y estructurales que permitan realizar el análisis estructural de la zona.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Realizar la cartografía geológica y análisis estructural en un área de los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río en el departamento de Boyacá.

1.2 Objetivos Especificos

- Compilar e integrar la información de los diferentes artículos, mapas geológicos, mapas estructurales, tesis y trabajos de campos realizados en el área de estudio.
- Identificar y plantear posibles soluciones de los problemas de nomenclatura estratigráfica en este sector de la Cordillera Oriental.
- Integrar, ajustar y completar la cartografía geológica a escala 1:25.000 de un área de 174,932 *km*².
- Realizar un análisis estructural con base en la cartografía geológica y datos de indicadores cinemáticos colectados en campo.

2. Justificación

Los municipios de Betéitiva, Tasco y Paz de Río del departamento de Boyacá, se encuentran en la zona axial de la Cordillera Oriental, hacia el borde oriental del Macizo de Floresta. Entre estos municipios se encuentra el área del presente estudio en las planchas 172-I-D, 172-I-B, 172-II-A, donde se presenta alta complejidad estructural y geológica a lo largo del Río Chicamocha. La información geológica publicada de la zona muestra distintas versiones sobre las fallas y nomenclatura estratigráfica por lo que se considera necesario actualizar la cartografía y generar modelos geológicos y estructurales que contribuyan a resolver las siguientes preguntas de investigación:

¿Están bien identificadas todas las unidades del Paleógeno y Cretácico que afloran en el área?

¿Están planteados los problemas de nomenclatura estratigráfica que se presenta en la zona y su posible solución?

¿Cuál es la inclinación de la Falla de Soapaga y la disposición de fallas menores relacionadas en el bloque yacente?

¿Cuál es la vergencia de la Falla de Paz de Río y qué unidades pone en contacto?

¿Existen fallas transversales en la zona y en tal caso cómo se relacionan con las longitudinales?

3. Localización geológica

La cartografía geológica y análisis estructural se realiza en el borde oriental del Macizo de Floresta, localizado en la zona axial de la Codillera Oriental, entre los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río en el departamento de Boyacá.

En el área se encuentra la Falla de Soapaga que es una Falla inversa regional con vergencia E que pone en contacto unidades sedimentarias del Jurásico y Cretácico con unidades del Paleógeno. Además a lo largo del Río Chicamocha hay una alta complejidad estructural presentando como principales estructuras anticlinales y Sinclinales fallados.

La zona abarca las planchas 172-I-D, 172-I-B, 172-II-A y está delimitada por un polígono formado por los puntos P1 de coordenadas X: 1160000, Y: 1145000, P2 de coordenadas X:

1160000, Y: 1155000, P3 de coordenadas X: 1140000, Y: 1135000 y P4 de coordenadas X: 1140000, Y: 1142500. El área calculada para el polígono es de 174,932 km² (Figura 1).

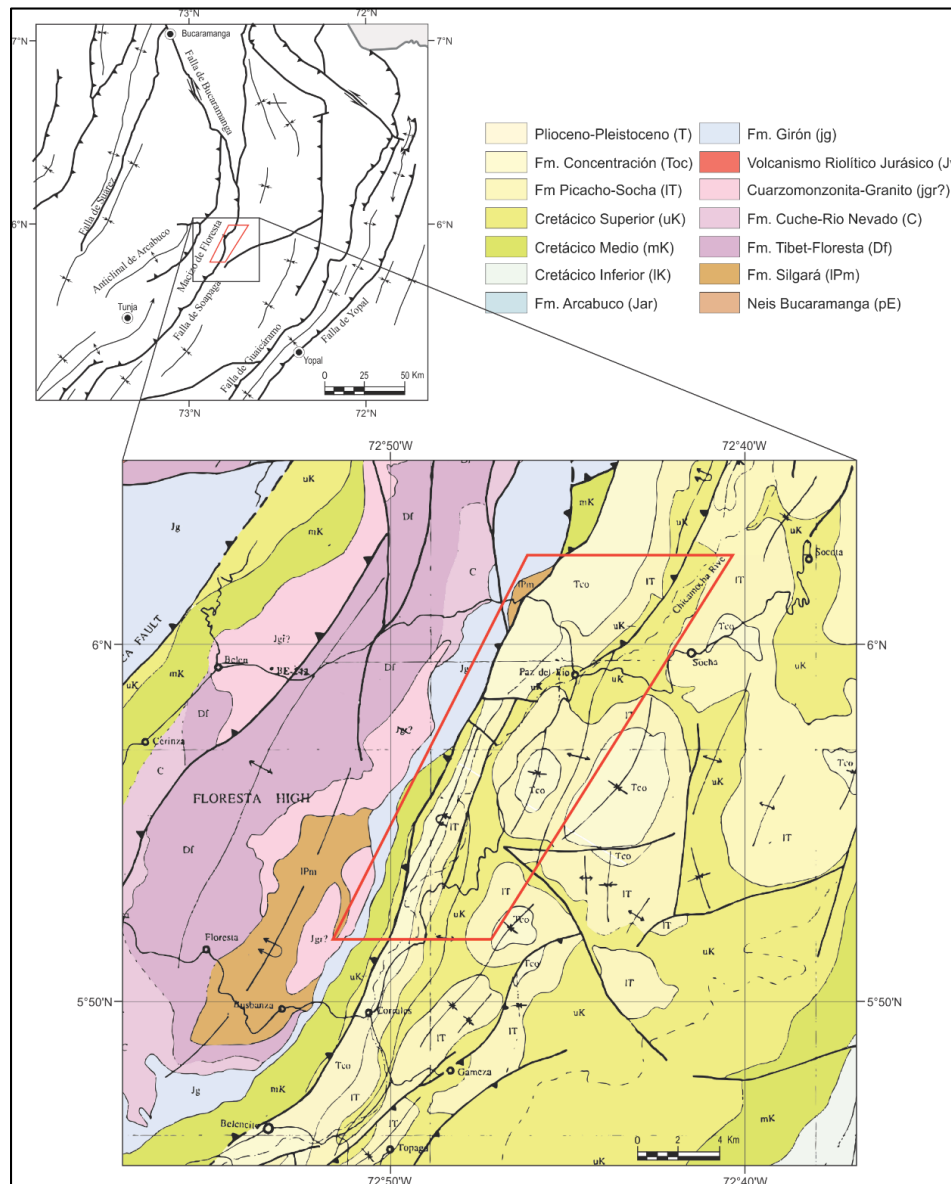


Figura 1. Área de estudio entre los municipios de Betétiva, Tasco y Paz de Río, a lo largo de la Falla de Soapaga y el Río Chicamocha, delimitada por un polígono formado por los puntos P1 de coordenadas X: 1160000, Y: 1145000, P2 de coordenadas X: 1160000, Y: 1155000, P3 de coordenadas X: 1140000, Y: 1135000 y P4 de coordenadas X: 1140000, Y: 1142500.

Fuente: Modificado de Toro (1990) TORO,. The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia.

4. Marco Geológico Regional

Los Andes Colombianos constituyen el enlace entre las placas Caribe, Nazca y Suramericana, siendo el resultado de su compleja interacción (Colletta et al., 1990). Se dividen en tres segmentos principales: Cordilleras occidental, central y oriental, que luego se unen hacia el sur en una sola. (Cooper et al., 1995).

La Cordillera Oriental de Colombia es un cinturón orogénico plegado y fallado de doble vergencia cuya fase principal de levantamiento ocurrió después del Mioceno medio (Cooper et al., 1995) mediante la reactivación e inversión tectónica de fallas normales de antiguas cuencas extensionales del Jurásico superior y Cretácico inferior (Colletta et al., 1990; Corredor, 2003; Gómez et al, 2005; Mora et al., 2006). Está compuesta por un basamento ígneo y metamórfico Precámbrico – Paleozoico suprayacido por sedimentos Paleozoicos-Mesozoicos y en menor proporción algunas capas rojas, rocas volcánicas y evaporitas (Cooper et al., 1995; Sarmiento et al., 2006).

En la Cordillera Oriental se desarrollaron dos subcuencas extensionales, la cuenca del Cocuy en el este y la cuenca del Tablazo - Magdalena en el oeste separadas por el Alto De Santander (Etayo et al., 1969). En estas cuencas se depositaron sedimentos provenientes del Cratón Amazónico o del alto de Santander durante el Jurasico y Cretácico temprano y de la Cordillera Central durante el Cretácico tardío (Cooper et al., 1995; Moreno et al., 2011; Saylor et al., 2011).

Durante el Cretácico temprano ocurría sedimentación marina en un sistema de cuenca extensional la cual fue suspendida a finales del cretácico debido a la colisión de los terrenos

oceánicos de la cordillera occidental. Existe un consenso general que indica que durante el neógeno las cuencas extensionales se invirtieron, deformaron y levantaron formando la cordillera oriental (Cooper et al., 1995; Kammer y Sanchez, 2006). El levantamiento de la Cordillera Oriental dividió la amplia cuenca extensional generando la Cuenca Del Valle Medio Del Magdalena (Moreno et al., 2011)

5. Marco Geológico Local

El Macizo de Floresta es un anticlinorio con vergencia este y un flanco frontal volcado delimitado por la Falla Boyacá al oeste y la Falla Soapaga al este (Ayala y Delgado, 2004; Tesón et al., 2013). Las dos fallas actúan como la terminación en cola de caballo de la Falla Bucaramanga (Figura 2) (Velandia, 2005; Kammer y Sánchez, 2006; Tesón et al., 2013) Involucra rocas del basamento y rocas metasedimentarias de bajo grado de edad Neoproterozoico a Paleozoico Inferior (Horton et al., 2010) en el núcleo de una estructura regional compleja.

La estructura más importante en el área de estudio es la Falla Soapaga que es una falla de cabalgamiento con dirección NE localizada en la zona axial de la Cordillera Oriental. Es una estructura de alto ángulo según Kammer, (1996) y Rodríguez et al., (2009), de bajo ángulo según Colleta et al., (1990) y Dengo y Covey, (1993), con influencia de movimientos transversales y paralelos a la falla (Velandia, 2005). Al oeste de la falla en el bloque colgante se encuentra el Macizo de Floresta. Al este de la Falla Soapaga se encuentra el bloque yacente con rocas de edades que van desde el Cretácico Inferior, hasta el Paleógeno, en su mayoría de origen

sedimentario (Rodríguez et al., 2009; Saylor et al., 2012), con un estilo estructural donde predominan pliegues por propagación de falla y pliegues por despegue (Tesón et al., 2013).

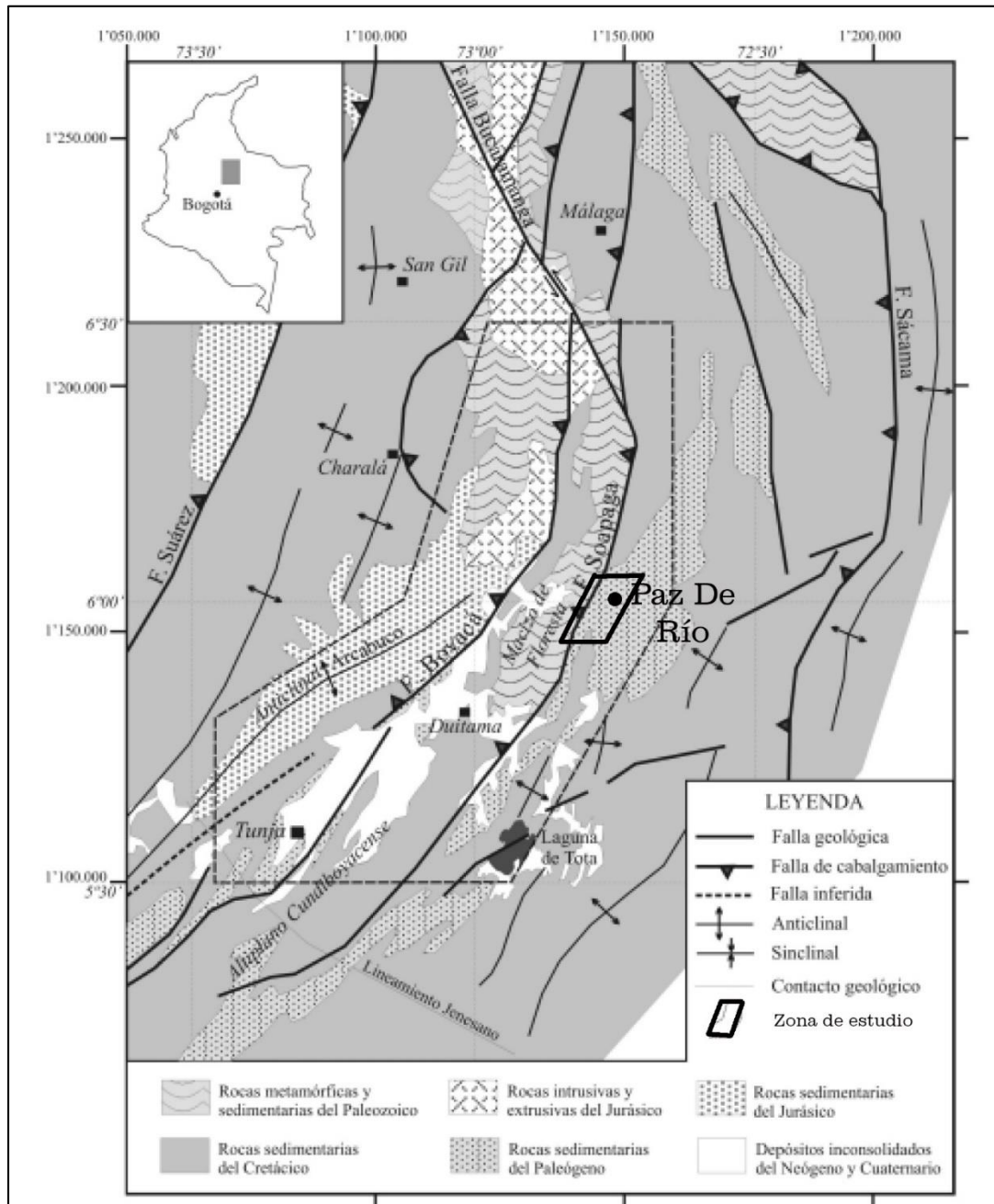


Figura 2. Mapa Geológico generalizado. En polígono la Zona de estudio.

Fuente: Modificado de Velandia (2005) Interpretación de transcurriencia de las fallas Soapaga y Boyacá, a partir de imágenes Landsat TM. Boletín de Geología, vol. 27, no 44.

6. Marco Teórico

6.1 Unidad Litoestratigráfica

Es un cuerpo definido de estratos sedimentarios, ígneos extrusivos, metasedimentarios o metavolcánicos, que se distingue y delimita por sus características líticas y su posición estratigráfica (Figura 3). Una unidad litoestratigráfica se apega a la Ley de la Superposición, es estratificada y de forma tabular, son las unidades básicas del trabajo geológico general y sirven como base para delinear la estructura local y regional, los recursos económicos, así como la historia geológica en regiones de rocas estratificadas. Los límites pueden ubicarse en contactos claramente distinguibles o pueden señalarse arbitrariamente en una zona de gradación (Barragán, 2010).

La formación es la unidad fundamental en la clasificación litoestratigráfica. Definida como un cuerpo de roca identificada por sus características líticas y por su posición estratigráfica, no necesariamente es tabular y se puede cartografiar en la superficie de la Tierra o seguirse en el subsuelo (Barragán, 2010).

6.2. Unidad Litodémica

Una unidad litodémica (Figura 3) es un cuerpo definido de roca, principalmente intrusiva, altamente metamorfoseada o intensamente deformada que por ser intrusiva o por haber perdido

su estructura primaria por metamorfismo o tectonismo, generalmente no obedece a la Ley de la Superposición (Barragán, 2010).

La unidad fundamental es el litodema. Un litodema es un cuerpo de roca intrusiva, o de una roca deformada de manera penetrante o altamente metamorfoseada, generalmente no tabular, que carece de estructuras primarias de depósito y que se caracteriza por su homogeneidad lítica. Es cartografiable en la superficie de la Tierra y rastreable en el subsuelo. Para fines cartográficos y jerárquicos, se puede comparar con una formación (Barragán, 2010).

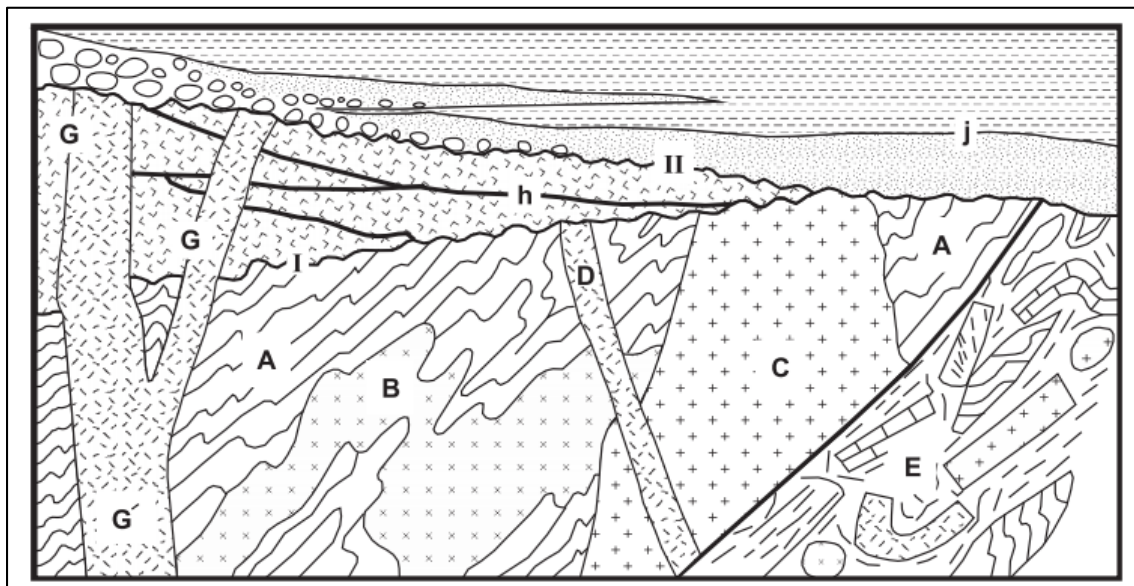


Figura 3. Unidades Litodémicas (letra mayúscula) y Unidades Litoestratigráficas (letra minúscula). A) gneis, B) intrusión de diorita, C) granito más joven, D) dique de sienita, E) complejo estructural, G) complejo volcánico, I) discordancia, II) discordancia, h) Estratos volcánicos, j) rocas sedimentarias.

Fuente: Barragán, R., Campos - Madrigal, E., Ferrusquía - Villafranca, I., López - Palomino, I., & Tolson, G. (2010) Código estratigráfico norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México,.

6.3 Facies

El concepto fue implementado por Nicolás Steno en 1669, definido como la totalidad de aspectos de una parte de la superficie terrestre durante un cierto intervalo de tiempo geológico. Selley, (1970) en Arche, (2010) lo define como un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles. Walker, (2006) indica que el concepto tiene un sentido netamente descriptivo pero es necesario enmarcarlo en un contexto interpretativo que permita usar estas características para determinar un ambiente sedimentario (Arche, 2010).

6.4 Asociación de facies

Analizar una facies individualmente puede tener poco valor cuando se hace una interpretación, sin embargo, dos o más facies ligadas genéticamente reflejan la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios durante un tiempo suficiente como para producir depósitos que se conservan en el registro geológico (Arche, 2010).

6.5 Ambientes sedimentarios

6.5.1 Ambiente Marino Somero También llamado ambiente de plataforma siliciclástica, son generalmente extensos y se encuentran entre la costa y la rotura de pendiente que da paso al talud continental. Estos límites no tienen profundidad y distancia con valores precisos. Se reconocen dos tipos de mares someros: los pericontinentales de 70 Km de plataforma continental en

promedio que rodean los continentes y los epicontinentales, que ocupan ciertas áreas inundadas de los continentes (Arche, 2010).

Los ambientes marinos tienen unos subambientes con nomenclatura característica. En cada uno de estos se depositan sedimentos de tamaños específicos y se dan morfologías diferentes (Figura 4).

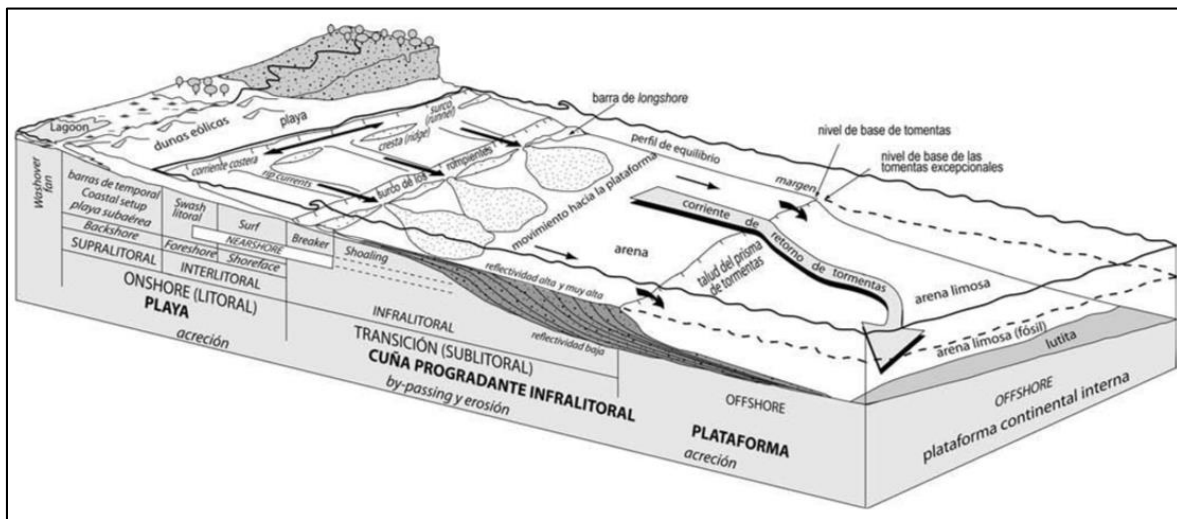


Figura 4. Bloque diagrama con la nomenclatura más utilizada para ambientes marinos someros. Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

Mares Pericontinentales

Corresponden a márgenes pasivos asociados a rifting y subsidencia térmica que reciben el sedimento del drenaje del bloque continental fracturado y separado, y a márgenes convergentes donde la subsidencia se da por la subducción en la que el oleaje talla plataformas estrechas. Estas plataformas se generan por movimientos de placas en la corteza continental (Arche, 2010).

Mares Epicontinentales

Son amplios y de pendiente suave, fueron muy abundantes en el pasado ya que el mar inundaba partes subsidentes de las grandes masas continentales.

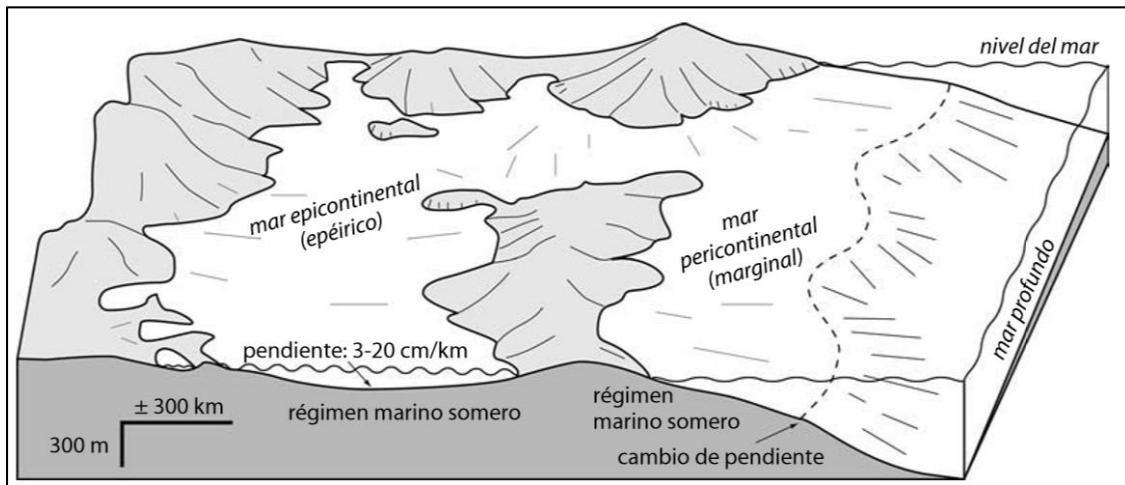


Figura 5. Bloque diagrama de los tipos de mares someros. Mar pericontinental y mar epicontinental.

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

6.5.2 Playas Las playas son acumulaciones relativamente estrechas, pero muy largas, de arena o grava. El litoral es la zona que separa los medios marinos y continentales. El proceso fundamental que actúa en las playas es el oleaje que es un movimiento circular de las partículas de agua que teóricamente no implica desplazamiento horizontal de la masa de agua (Figura 6). Las variaciones periodicas del nivel del mar (mareas) también influyen en la configuración de la playa (Arche, 2010).

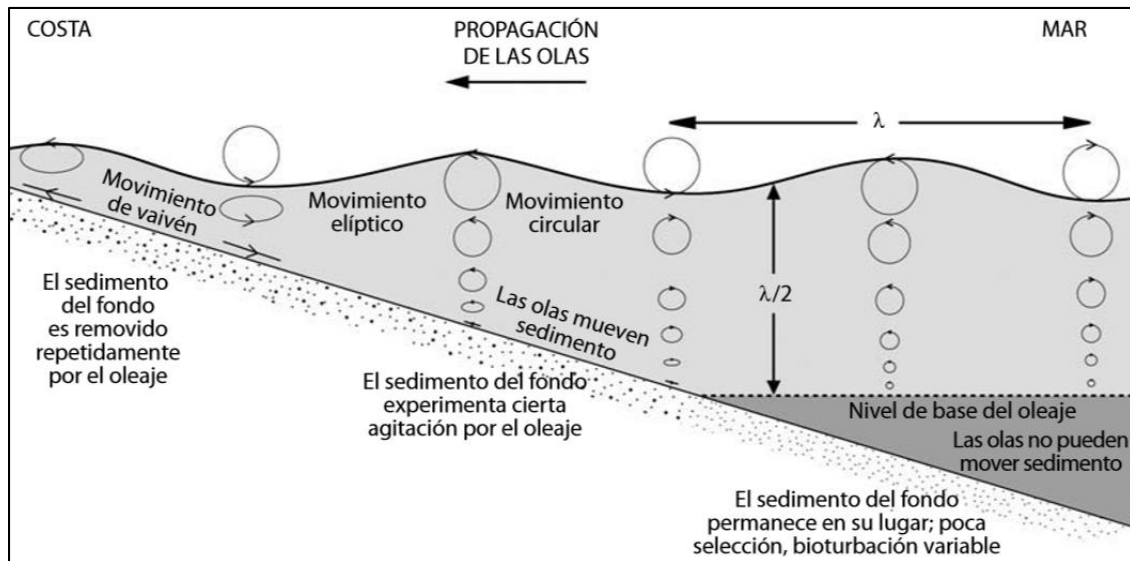


Figura 6. Movimiento de las olas y su acción sobre el sedimento del fondo en las costas.
 Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

El sedimento en las costas proviene en la mayoría de los casos del aporte fluvial, aunque también se puede generar aporte de sedimentos por la erosión de los acantilados costeros.

Shoreface o zona sublitoral

Es la parte más distal y profunda de la playa (Figura 7) y pasa gradualmente a la plataforma interna (offshore). El límite entre ambas es el nivel base del oleaje que depende del estado del mar. La parte inferior del shoreface está esencialmente fuera de la acción de las olas pero puede ser barrido por corrientes diversas. El sedimento es arena fina a limo con laminación paralela y bioturbación variable que ocasionalmente llega a borrar la estructura interna original. El oleaje de alta energía forma laminación paralela y estratificación cruzada hummocky (Arche, 2010).

Foreshore o zona de batida

Es la parte de la playa inclinada hacia el mar, comprendida entre los límites de las mareas alta y baja (Figura 7); como la amplitud mareal varia con el ciclo lunar se toman los valores extremos. En las costas sin mareas y micromareales la amplitud de la zona de batida suele ser

mucho más extensa pues las brisas diurnas empujan diariamente agua contra la costa y producen una pequeña sobreelevación, o marea meteorológica. En el límite con la zona sublitoral (shoreface superior), la pendiente disminuye y se forma un escalón (plunge step) en cuya base se acumulan los tamaños de grano más gruesos. La pendiente de la zona de batida aumenta con el tamaño de grano. El proceso dominante en esta zona de la playa es la batida del oleaje, que selecciona muy bien el sedimento y produce laminación paralela de régimen de flujo alto inclinada hacia el mar. Cuando el suministro de arena es adecuado, el oleaje puede apilarla en barras y se forman sistemas de barra y surco (ridge and runnel) (Arche, 2010)

La berma

Es la parte topográficamente más elevada de la playa y separa el foreshore del backshore o trascosta (Figura 7). La berma de las playas con abundante aporte está bien desarrollada, pero si el aporte es escaso la berma es baja. Frecuentemente está erosionada y el límite entre el foreshore y el backshore es un pequeño acantilado (Arche, 2010).

Backshore o trascosta

Es una zona relativamente plana, suavemente inclinada hacia la tierra (Figura 7). Recibe sedimento durante los eventos de nivel del mar más alto. Su estructura interna es laminación paralela discontinua y cruzada, asociadas a microsecuencias granodecrecientes, suele haber bioturbación por raíces de plantas, cangrejos y otros animales terrestres. A mayor escala muestra superficies erosivas generalmente planas que separan sets discordantes de laminación paralela o cruzada de ángulo bajo. En períodos de buen tiempo el backshore está sujeto a deflación eólica por las brisas y vientos diurnos que remueven la arena y la acumulan en las dunas costeras o la arrastra al lagoon o el mar. La deflación forma niveles de acumulación de cantos, restos

esqueléticos (esencialmente valvas de lamelibranquios) y minerales pesados (magnetita y otros) que el viento es incapaz de movilizar (Arche, 2010).

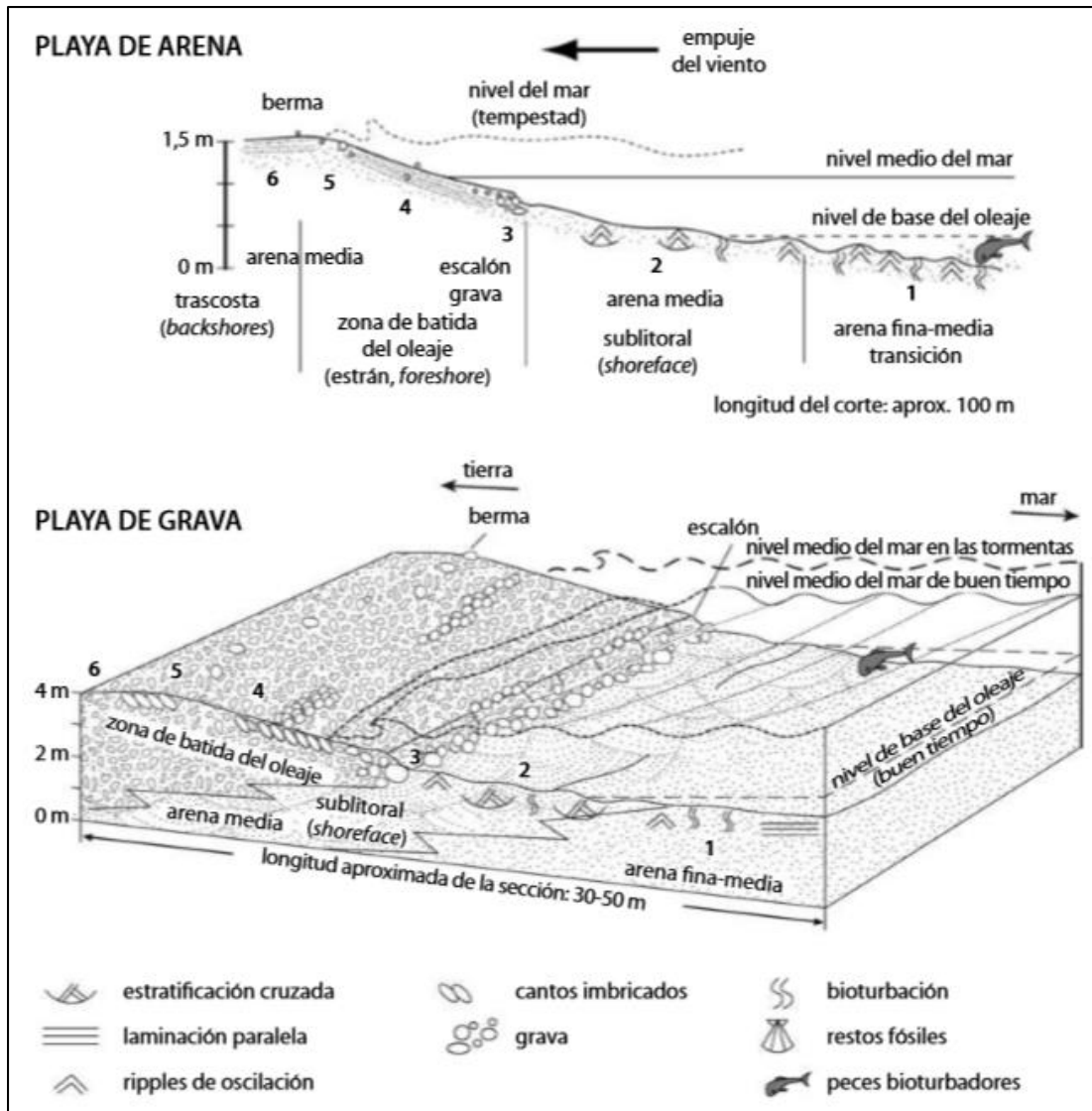


Figura 7. Ambiente de playas de arena y playas de grava, con el tipo de sedimento que se puede depositar y las diferentes estructuras que se forman.
Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

6.5.3 Sistemas Fluviales Los principales tipos de río según el número de canales, índice de entrelazamiento y grado de sinuosidad son: Los ríos rectos, meandriformes, entrelazados y anastomosados (Figura 8) (Miall 1977).

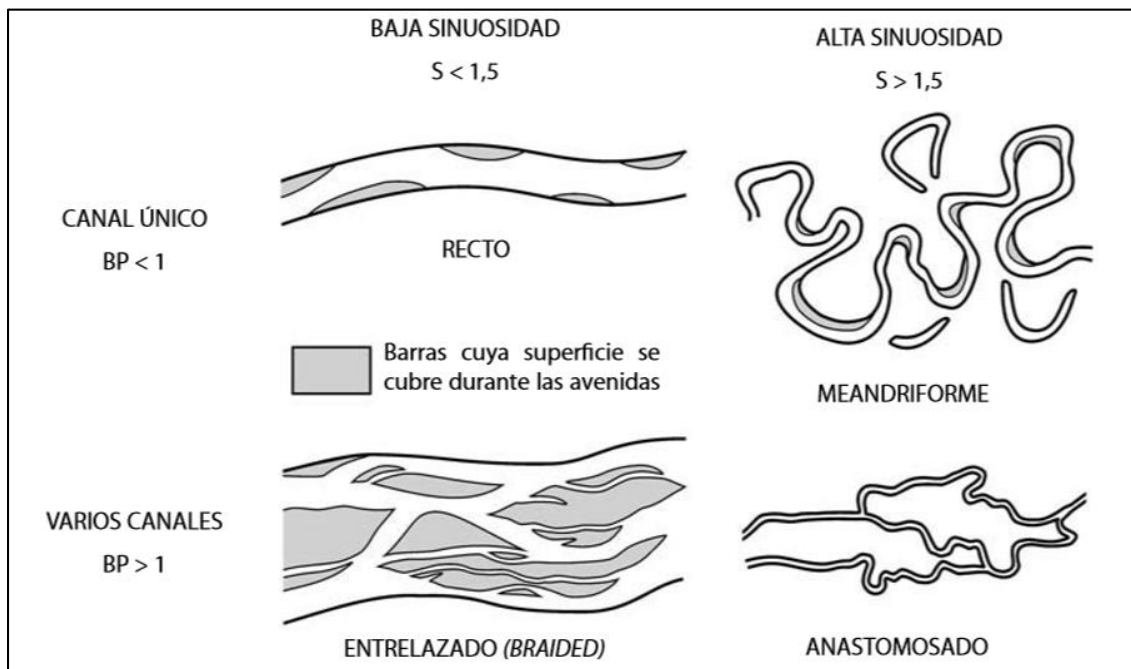


Figura 8. Principales tipos de ríos según el número de canales, índice de entrelazamiento y grado de sinuosidad (S).

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

Ríos Meandriformes

Tienen un mejor desarrollo en pendientes bajas donde se localizan corrientes que transportan mucho mayor carga en suspensión que carga en tracción (Arche, 2010). Pueden ser sistemas independientes o un cambio gradual de un sistema de ríos trenzados. En la desembocadura de los ríos meándricos es posible que se generen depósitos de sistemas deltaicos (Miall 1977).

Presentan los siguientes elementos morfológicos (Figura 9):

Depósitos de canal que tienden a tener forma lenticular con imbricación de clastos, compuestos por material grueso como gravas, materia vegetal y algo de lodo erosionado de las paredes del canal. Depósitos de Barras de Punto que se caracteriza por la estratificación cruzada cóncava, donde los granos más gruesos se depositan en la base de la barra y los sedimentos finos en la parte superior. Depósitos de borde que presentan arenas finas con estratificación horizontal, suprayacidas por lodos laminados, con mayor espesor y grano grueso cerca a los canales, y se hace más fino al acercarnos a la llanura de inundación. Depósitos de llanuras de inundación constituidos por sedimentos finos de poco espesor, material vegetal y bioturbación moderada. Depósitos de desborde con materiales gruesos y finos gradados. Depósitos de lago lateral que son sedimentos finos (arcillas y lodo) comúnmente laminados, restos de plantas, ostrácodos y moluscos de agua dulce (Arche, 2010).

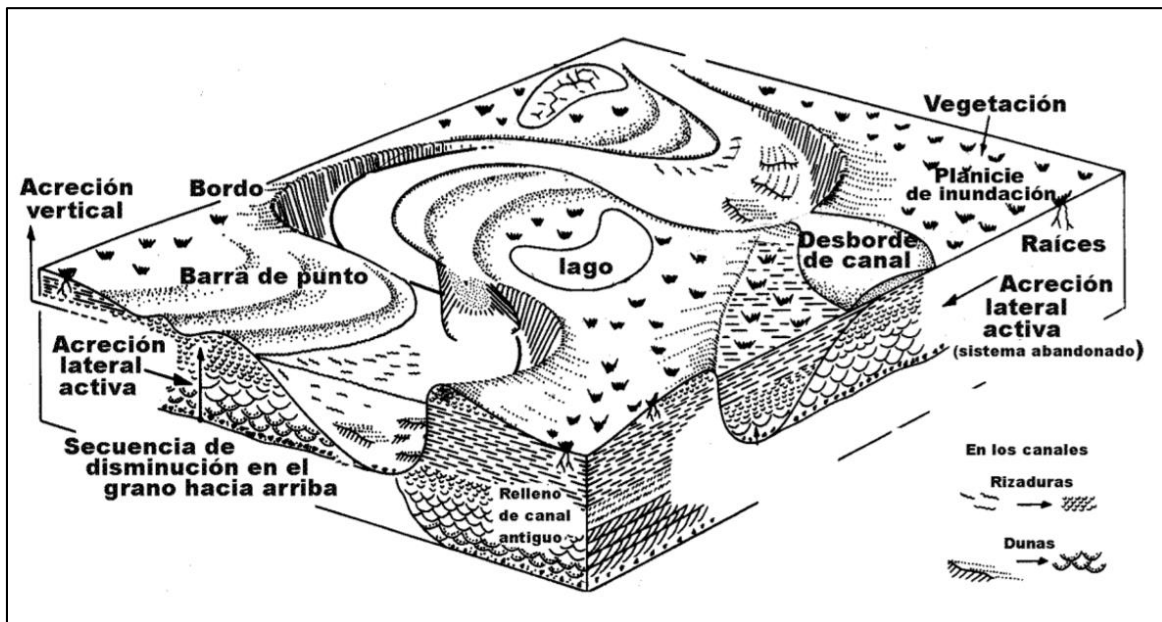


Figura 9. Río meándrico con la ubicación de los diferentes elementos morfológicos y sus depósitos asociados.

Fuente: Alarcón y Villar (2016) Integración de datos estratigráficos y estructurales de las unidades paleógenas presentes en el bloque yacente de la Falla de Soapaga, Universidad Industrial de Santander

Ríos Trenzados (braided)

Estos ríos presentan cursos de agua amplios, de baja sinuosidad y poco profundos que durante períodos de aguas bajas dan lugar a una gran cantidad de canales que se bifurcan y reagrupan entorno a barras longitudinales o islas (Arche, 2010). Presentan los siguientes elementos morfológicos:

Canales y barras con laminación paralela, ripples y dunas. Barras unitarias en ríos trenzados que transportan gravas o carga mixta con estratificación cruzada y gradación horizontal desde la cabeza de la barra donde se localizan los tamaños más gruesos, hasta la cola de la barra donde se sitúan los más finos. Barras compuestas formadas por amalgamación de barras unitarias donde son habituales los cantos imbricados y racimos de cantos en la base de los niveles con estratificación horizontal y cruzada. Barras longitudinales ubicadas a lo largo del eje del canal, con estratificación cruzada de bajo ángulo y estructuras de flujo como dunas. Barras transversales compuestas de arena, grava o mezcla de ambas indicando alto flujo, presentan estratificación cruzada mejor definida y en ocasiones, dunas. Si el río es gravoso, los depósitos basales son conglomeráticos con estratificación cruzada y si es arenoso, la presencia de dunas es mayor (Arche, 2010).

Ríos Anastomosados

Este sistema fluvial se caracteriza por presentar un entramado de estrechos canales que se conectan y desconectan entre sí. A diferencia de los sistemas trenzados, estas bifurcaciones y confluencias se dan valle abajo a distancias que superan en muchas veces la anchura de los canales. Aparece en zonas de pendiente muy baja, en cuencas aluviales como ciénagas, marismas o llanuras deltaicas, con humedad alta que mantiene activos muchos canales y permite gran desarrollo de vegetación, que estabiliza sus márgenes (Arche, 2010).

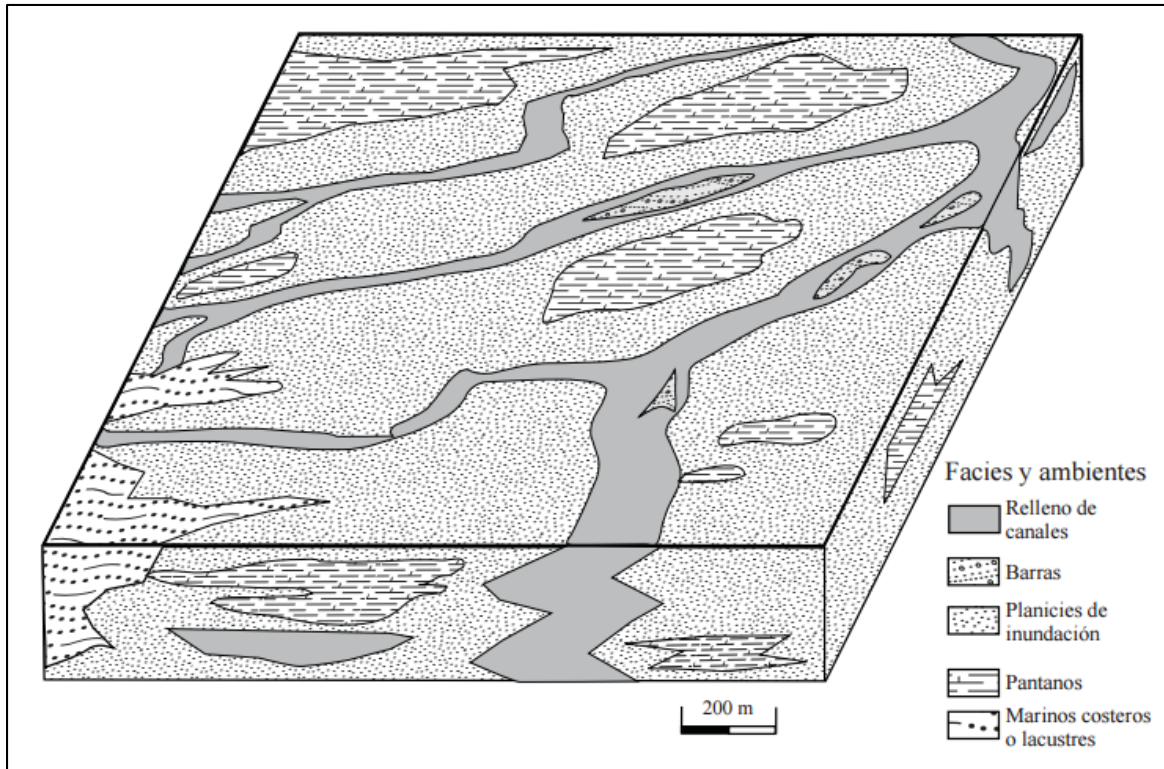


Figura 10. Bloque diagrama de un río anastomosado con sus respectivos sub ambientes y elementos morfológicos.

Fuente: Centeno - García, E., Mendoza - Rosales, C. C., Silva - Romo, G. (2009) Sedimentología de la Formación Matzitzí (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, vol. 26, no 1, p. 18-36.

6.5.4 Deltas Los deltas son sistemas sedimentarios de geometría generalmente convexa, que se forman en una costa frente a la desembocadura de un río cuando el aporte de sedimentos por parte del río supera la redistribución de estos sedimentos mediante procesos marinos como olas, corrientes y mareas. Están asociados a la formación de carbón. La morfología de un delta posee tres elementos principales: La llanura deltaica, el frente deltaico o parte proximal (pendiente entre 1° y 5°) y el prodelta o parte distal de mucha menor inclinación (Figura 11).

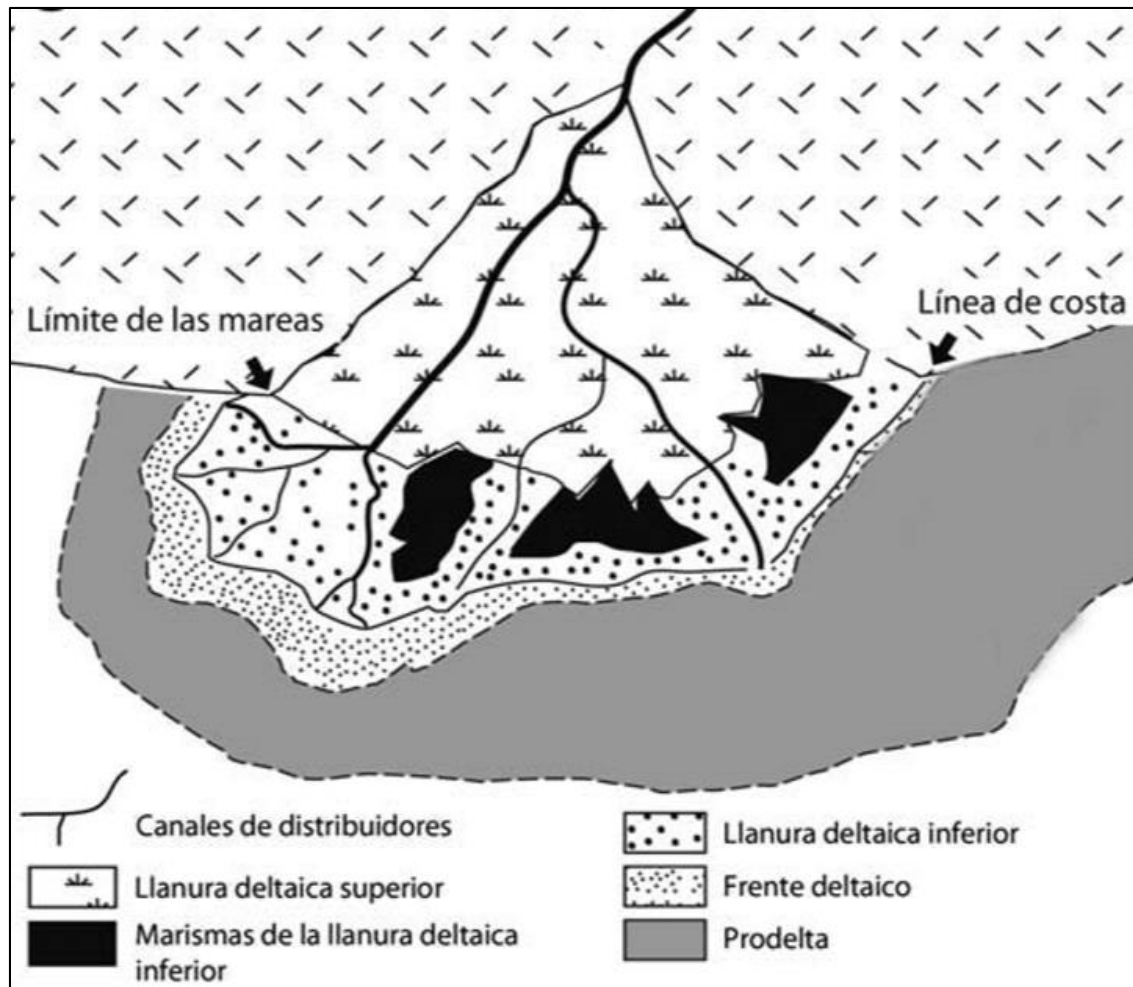


Figura 11. Vista en planta de la morfología de un delta con sus principales elementos: Canales distribuidores, llanura deltaica, frente deltaico y prodelta.

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

Llanura Deltaica

La llanura deltaica, es la parte del delta donde el canal fluvial principal que en la mayoría de los casos es único, se divide formando los canales distribuidores, entre los cuales se desarrollan otros medios como marismas o lagos (Arche, 2010).

Frente Deltaico

Una de las características más relevantes en el frente deltaico es que en sus depósitos presenta gradación en el tamaño de grano. En la parte superior dominan las arenas y en la parte inferior domina el material fino (Nichols, 2009).

Prodelta

En el prodelta se acumulan limos y arcillas por decantación y procesos gravitacionales, por debajo de la acción del oleaje. La tasa de sedimentación en el prodelta es muy elevada y los sedimentos de grano fino están intensamente bioturbados (Arche, 2010).

Deltas donde predominan las gravas

Estos sistemas deltaicos tienen áreas fuente de poca extensión y son alimentados por distributarios trenzados (braided) muy inestables que aportan sedimento irregularmente en periodos de inundación cortos. Las variaciones granulométricas laterales son importantes y rápidas (Arche, 2010).

Deltas donde predomina la carga mixta grava – arena

Son deltas con áreas fuente pequeñas o medianas, alimentados por distributarios trenzados (braided) inestables. Los sedimentos más gruesos se depositan en la llanura deltaica proximal mientras que las arena alcanzan la desembocadura de los canales (Arche, 2010).

Deltas donde predominan las arenas finas

Estos deltas presentan carga mixta de fondo y en suspensión de arena y limo. Los distributarios son ríos meandricos, presentando marismas y lagunas someras entre los canales. El perfil del frente deltaico es casi rectilíneo y su parte distal está compuesta casi exclusivamente por arcillas (Arche, 2010).

Deltas donde predominan las arcillas y limos

En este tipo de deltas los distributarios son meandriformes estables, con grandes zonas de marismas y lagunas entre canales; también presenta diques naturales bien desarrollados y vegetados. El 50% de la carga sólida que aportan los canales distribuidores es depositado en la llanura deltaica (Arche, 2010).

Deltas dominados por ríos

En estos deltas se deposita una sucesión compleja de secuencias individuales granocrecientes de arena hacia techo, con ripples de corriente, laminación paralela y en su conjunto grano y estrato creciente (Arche, 2010).

ASOCIACIONES DE FACIES	ESPESOR	LITOLOGÍA
BAHÍAS Y MARISMAS	2-25 m	
DERRAMES LATERALES	3-10 m	
BAHÍA INTERCANALES	3-25 m	
INUNDACIONES	3-10 m	
PLAYA Y DUNAS	7 m	
CANAL Y BARRA DE DESEMBOCADURA	>100 m	
PARTE DISTAL DE LA BARRA	10-25 m	
PRODELTA	20-50 m	
BLOQUES DESLIZADOS		
PLATAFORMA	0-150 m	

Figura 12. Sucesión sedimentaria de un delta dominado por la acción fluvial.

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

Deltas dominados por olas

Las olas pueden redistribuir los sedimentos que el río aporta formando una acumulación de sedimentos distinta a la de un delta dominado por ríos. Como resultado se obtiene una sucesión sedimentaria grano y estratocreciente. El miembro arenoso está constituido por arenas bien seleccionadas con estratificación cruzada planar o paralela, y ocasionalmente se encuentran en el techo los sedimentos del canal distribuidor. Pueden poseer fauna marina (Arche, 2010).



Figura 13. Sucesión sedimentaria ideal de un delta dominado por la acción del oleaje. Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

Deltas dominados por mareas

La acción de las mareas produce modificaciones de la sucesión sedimentaria deltaica. Los sedimentos se acumulan en barras longitudinales movidas por las corrientes mareales y fluviales (Arche, 2010).



Figura 14. Sucesión sedimentaria ideal para un delta dominado por mareas.

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

6.5.5 Estuarios Los estuarios son la porción hacia el mar de un sistema fluvial inundado que recibe sedimentos procedentes de áreas fuentes fluviales y marinas y que contiene facies sedimentarias influenciadas por las mareas, el oleaje y los procesos fluviales. Se dividen en tres zonas muy importantes: La parte interna (proximal, cabecera o sector fluvial) donde predomina la energía del río, que genera sedimentación gruesa transportada aguas abajo. La parte central

donde se equilibra la influencia marina y fluvial, y se depositan sedimentos más finos. La parte externa (distal, boca o sector marino) dominada por las corrientes de las olas o de las mareas (Dalrymple y Choi, 2007).

Estuarios dominados por olas

Estos estuarios tienen alta energía en la boca, mínima energía en la parte central y significativa energía fluvial en la cabecera. Esta distribución de energía genera una sucesión característica grueso - fino – grueso, desde la boca hacia la cabecera. En la boca se forma un cuerpo arenoso marino con las características de las arenas de playa o de barrera. Si existe influencia mareal importante, la barrera puede cortarse, se crean canales y construyen deltas de flujo y reflujo. En la parte central de baja energía se depositan fangos orgánicos finos y bioturbados de tipo prodelta o lagoon (Arche, 2010).

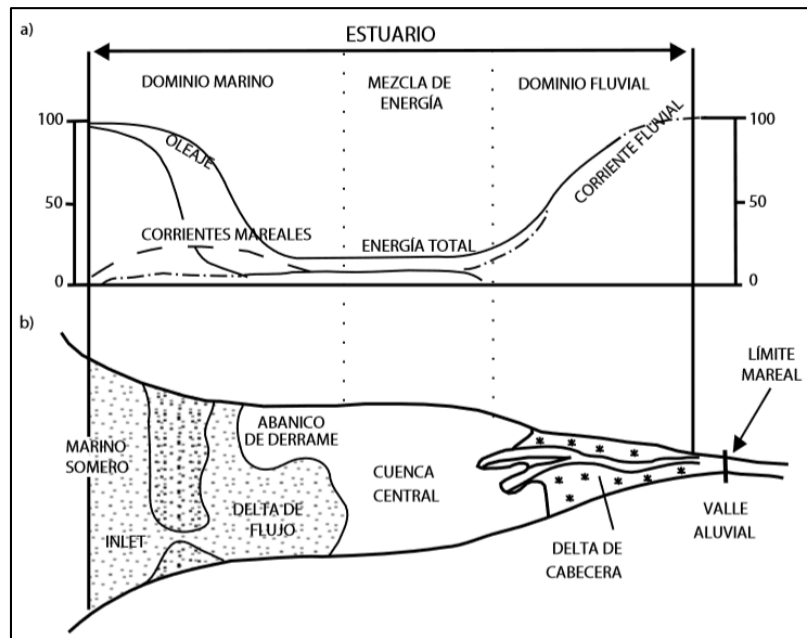


Figura 15. Estuarios dominados por olas. a) Variación de la energía imagen en perfil, b) Distribución de facies imagen en planta.

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

Estuarios dominados por mareas.

Allí las corrientes de marea dominan en la boca generando barras mareales longitudinales paralelas a la dirección de las corrientes, formadas por arenas medias a gruesas con estratificación cruzada, que rompen la energía del oleaje. En la zona de energía máxima de las corrientes hay cuerpos de arena fina con laminación horizontal, que caracterizan un flujo de alta energía. La división grueso-fino-grueso de los sedimentos no es tan clara como en los estuarios dominados por el oleaje (Arche, 2010).

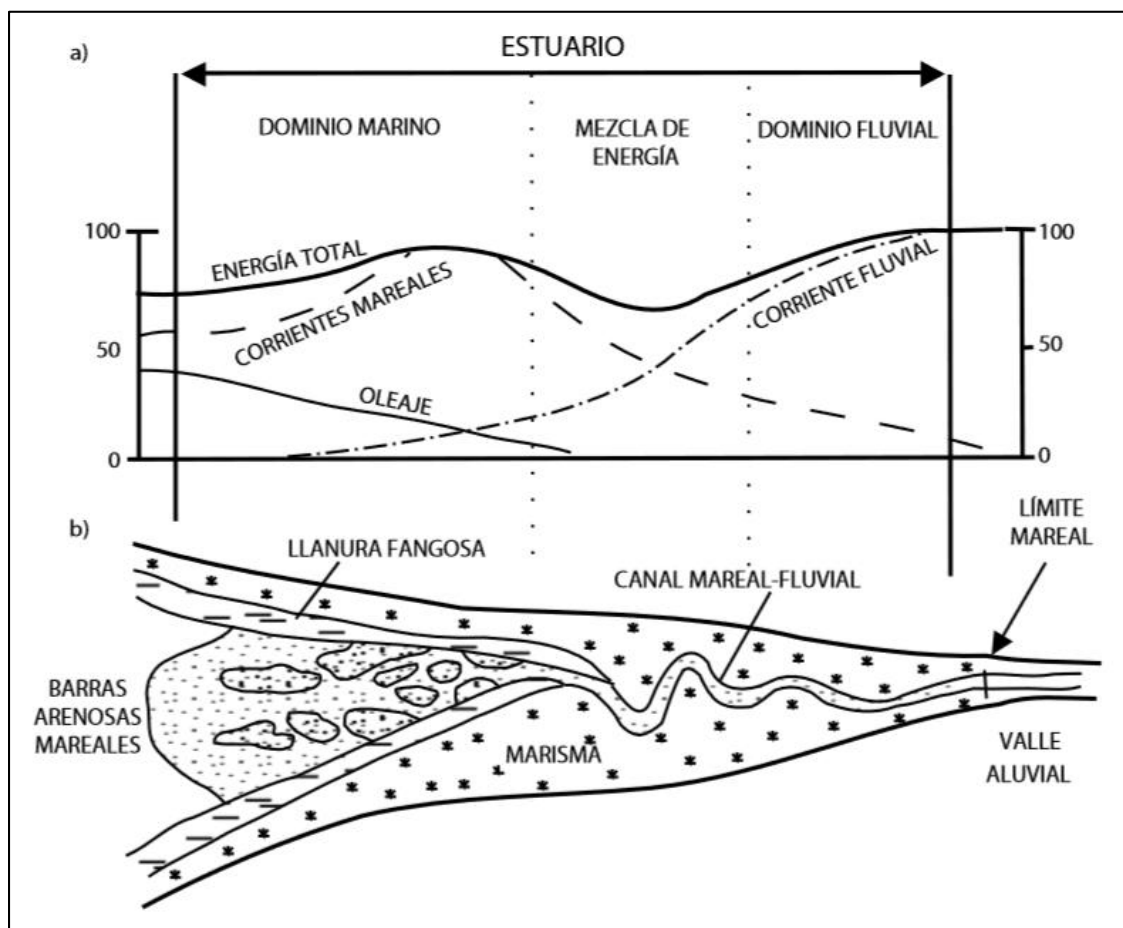


Figura 16. Estuarios dominados por mareas. a) Variación de la energía imagen en perfil, b) Distribución de facies imagen en planta

Fuente: Arche (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC-CSIC Press

6.6 Deformación dúctil y frágil

Dada la dinámica de la corteza terrestre, los cuerpos de rocas son sometidos constantemente a esfuerzos que dan origen a diferentes tipos de deformación. Según el comportamiento de la roca se clasifica como frágil y dúctil. Las rocas próximas a la superficie donde la temperatura y presión de confinamiento son bajas, tienden a comportarse como un sólido frágil, la deformación frágil se produce cuando hay una rotura sobre la roca tras ser superada su resistencia de fracturación, estas se desarrollan como superficies de desplazamiento o fallas. Por el contrario, en profundidad donde la temperatura y presión de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben un comportamiento dúctil, la deformación dúctil se realiza sin que el cuerpo se fracture; al superar la resistencia plástica la roca fluye y da origen al desarrollo de pliegues (Catalán, 2002).

6.6.1 Comportamiento Dúctil Cuando se somete un cuerpo de roca que se encuentra confinado o un conjunto de rocas a un esfuerzo compresivo, las rocas responden deformándose elásticamente, los cambios resultantes son recuperables una vez cese el esfuerzo, pero si sobrepasa el límite elástico o resistencia de la roca, la deformación es permanente. En respuesta los estratos rocosos se doblan y distorsionan, permitiendo el desarrollo de estructuras onduladas o pliegues. (Catalán, 2002).

Pliegues

Se desarrollan en todas las escalas y pueden afectar a todos los tipos de rocas. Sin importar su tamaño o las rocas que afecta, se producen como respuesta a la deformación de la corteza terrestre, y es frecuente que se manifiesten como una serie de ondulaciones.

Un pliegue está conformado principalmente por los siguientes elementos: flancos, charnela, plano axial, eje axial y vergencia (Figura 17).

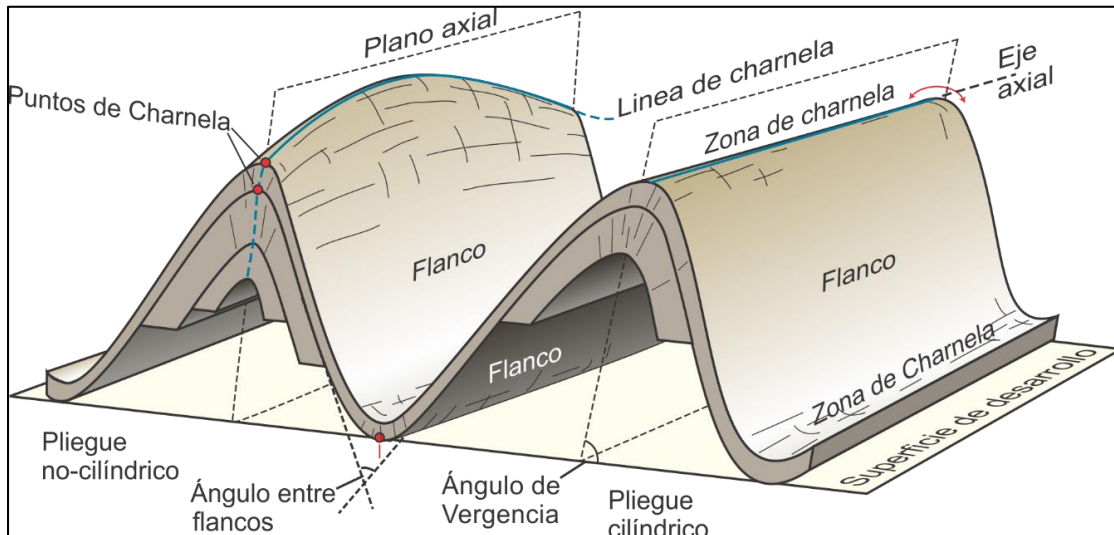


Figura 17. Partes que conforman un pliegue.

Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

La *charnela* es la línea que une los puntos dentro de una superficie plegada que han sufrido mayor deformación, representa la máxima curvatura del pliegue. Las zonas adyacentes a la charnela son los *flancos*, que corresponden a los laterales del pliegue. El *plano axial* es la unión de las líneas de charnela de las diferentes capas plegadas, este divide el pliegue de la manera más simétrica posible. La intersección entre el plano axial y la charnela del pliegue dan como resultado el *eje del pliegue*. Cuando el plano axial está inclinado, el ángulo que forma con la horizontal se llama *Vergencia del pliegue*.

En general, hay dos tipos de pliegues: anticlinal y sinclinal. Los anticlinales tienen en su núcleo las rocas más antiguas y en los flancos las más jóvenes, por el contrario, en el núcleo de los sinclinales se encuentran las rocas más jóvenes y los flancos contienen las rocas más antiguas (figura 18). En la mayoría de los casos, los anticlinales tienen forma convexa y generan relieves

positivos mientras los sinclinales tienen forma cóncava y generan relieves negativos, pero cuando las estructuras sufren replegamientos, puede dar paso al desarrollo de sinclinales con geometría antiforme y anticlinales con geometría sinforme (Figura 18).

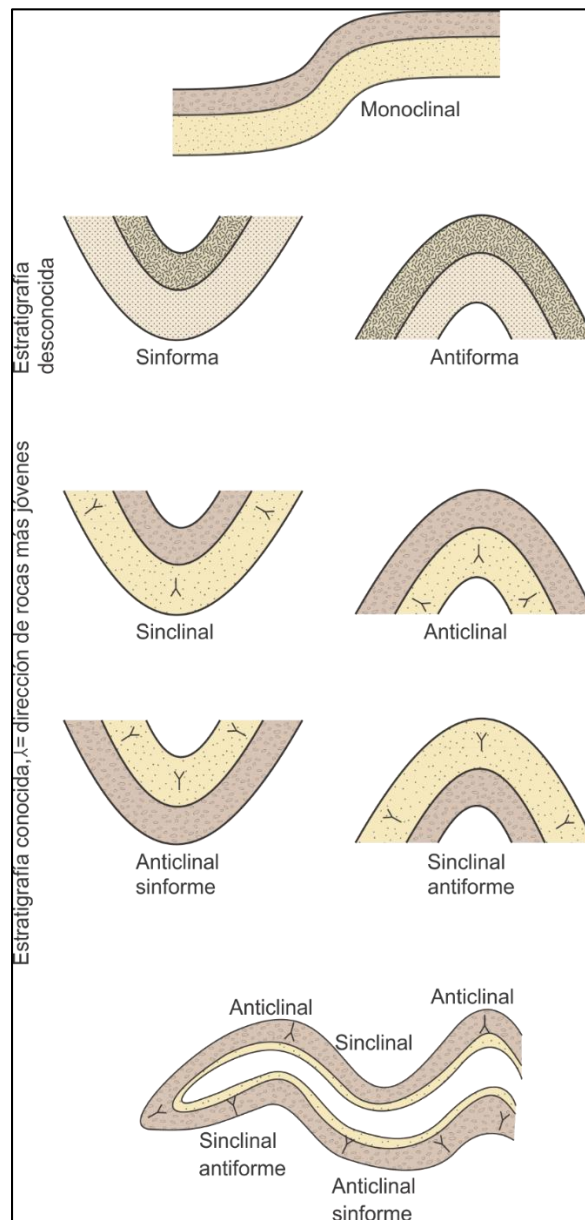


Figura 18. Formas básicas de los pliegues. La figura final muestra como varios tipos de sin- y antifomas se pueden desarrollar en una estructura replegada

Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

Clasificación de pliegues

Los pliegues son estudiados y clasificados geoméricamente en orden de entender su origen y los diferentes factores que influyen en su formación.

Según el comportamiento de sus flancos y la charnela los pliegues se clasifican como: tipo kink, chevron, concéntricos y pliegues en caja (Fossen, 2010). En los pliegues tipo Kink, el plano bisectriz (plano que divide en 2 el ángulo entre los flancos) es diferente al plano axial. Los Pliegues en Chevron son simétricos y la deformación se concentra en la charnela, en las estructuras concéntricas los flancos tienen forma circular y los pliegues tipo caja tienen una geometría rectangular y 2 pares de planos axiales (Figura 19).

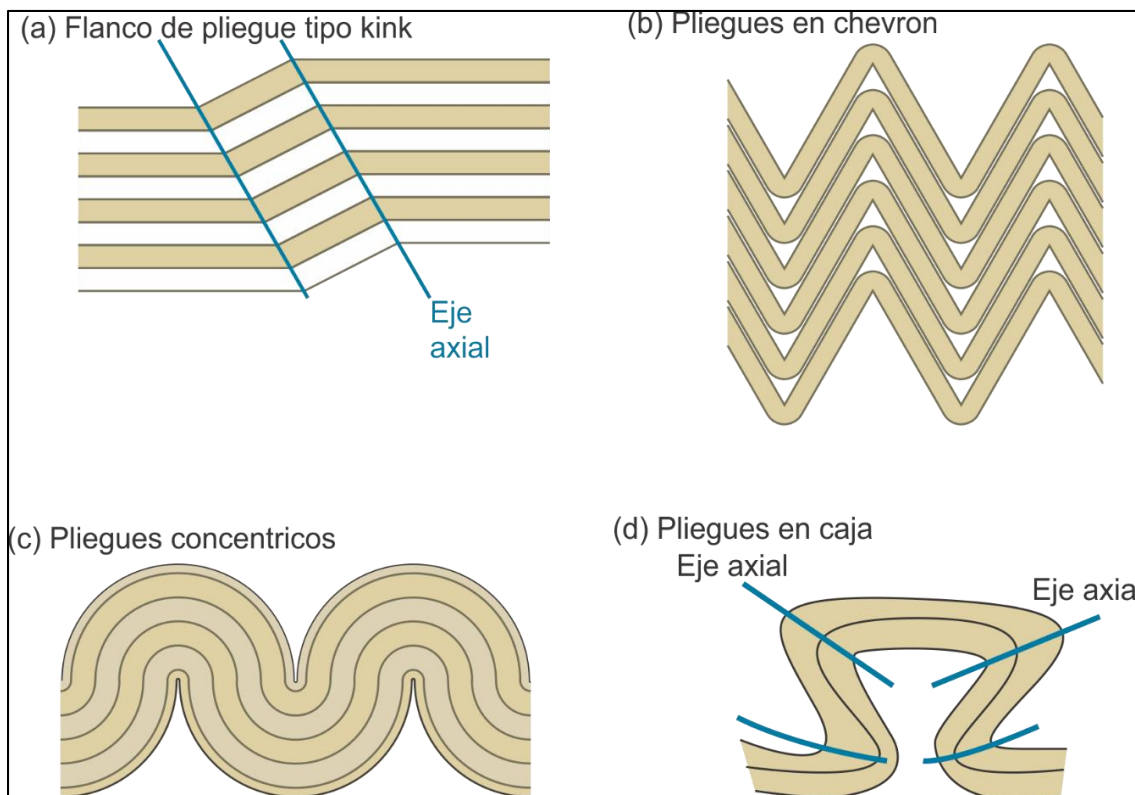


Figura 19 Clasificación de pliegues según el comportamiento de los flancos y la charnela. Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

La orientación de un pliegue depende de la relación entre el plano axial y la línea de charnela, estos se clasifican como: horizontal (plano axial vertical y línea de charnela horizontal), inclinado (plano axial inclinado), recumbente (plano axial y charnela horizontal), con cabeceo (charnela inclinada) y vertical (plano axial y charnela verticales), y diferentes variaciones entre cada uno (Figura 20)

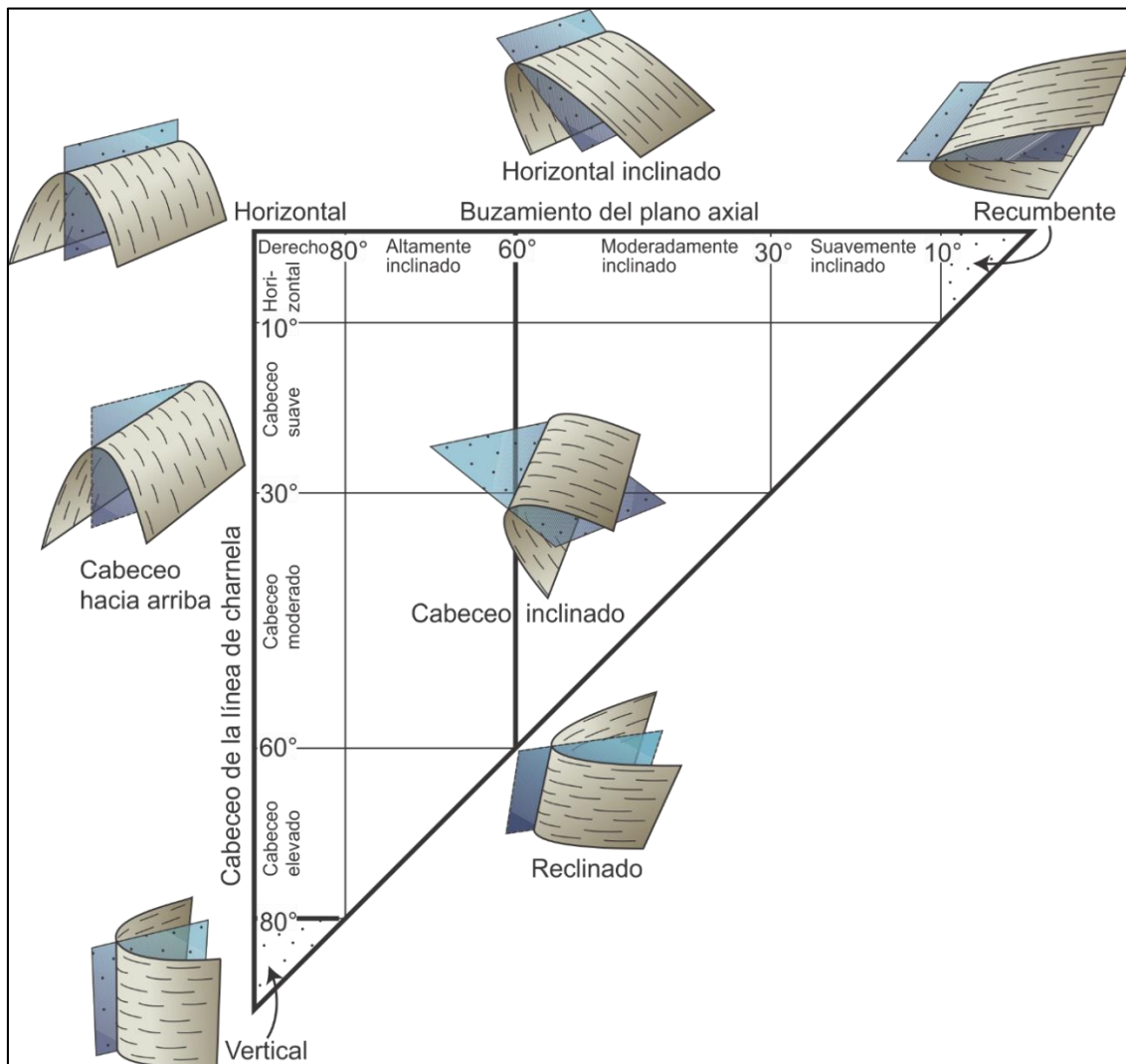


Figura 20. Clasificación de los pliegues según la orientación del plano axial y la charnela.

Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

Según la apertura de los flancos o el ángulo entre ellos, los pliegues son clasificados como: suave ($180-120^\circ$), abierto ($120-70^\circ$), apretado ($70-30^\circ$) e isoclinal ($30-0^\circ$). A menor ángulo de apertura, mayor es la deformación sufrida por la roca (Figura 21).

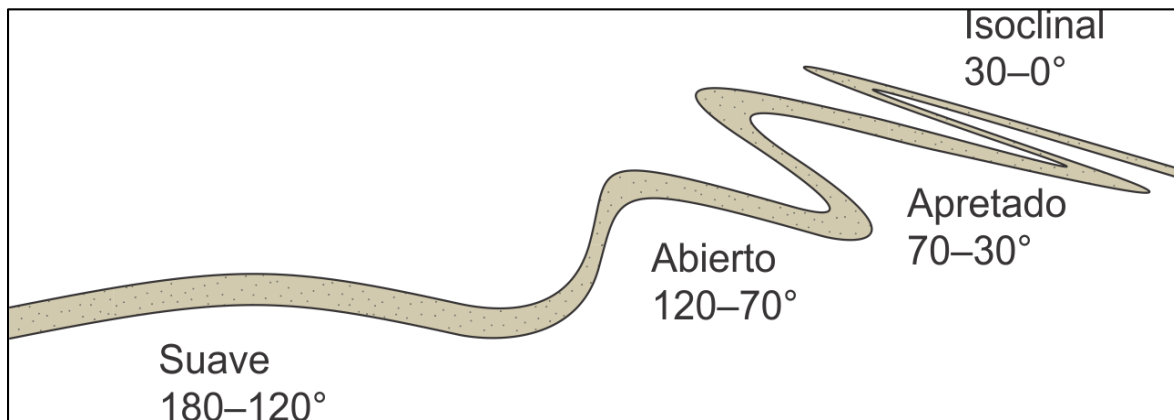


Figura 21. Clasificación de los pliegues según la apertura de sus flancos.

Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

Cuando se desarrolla un pliegue, las capas que lo conforman pueden ser distorsionadas por la deformación y esto conlleva a variaciones en el espesor de las capas a lo largo del pliegue. Estas configuraciones fueron estudiadas por el geólogo John Ramsay, quien clasificó los pliegues geométricamente basado en la distribución de las líneas isógonas (líneas que unen puntos de igual buzamiento entre la superficie superior e inferior de una capa plegada). De acuerdo con las diferentes geometrías resultantes, los pliegues son clasificados como: convergentes (las capas son más delgadas en la zona de charnela), paralelos (espesor constante), débilmente convergentes (flancos ligeramente más delgados), similares (isógonas paralelas al plano axial, el arco interno y externo de la capa tienen la misma forma, flancos con menor espesor), y divergentes (el arco interno es más abierto que el arco externo) (Figura 22). (fossen, 2010)

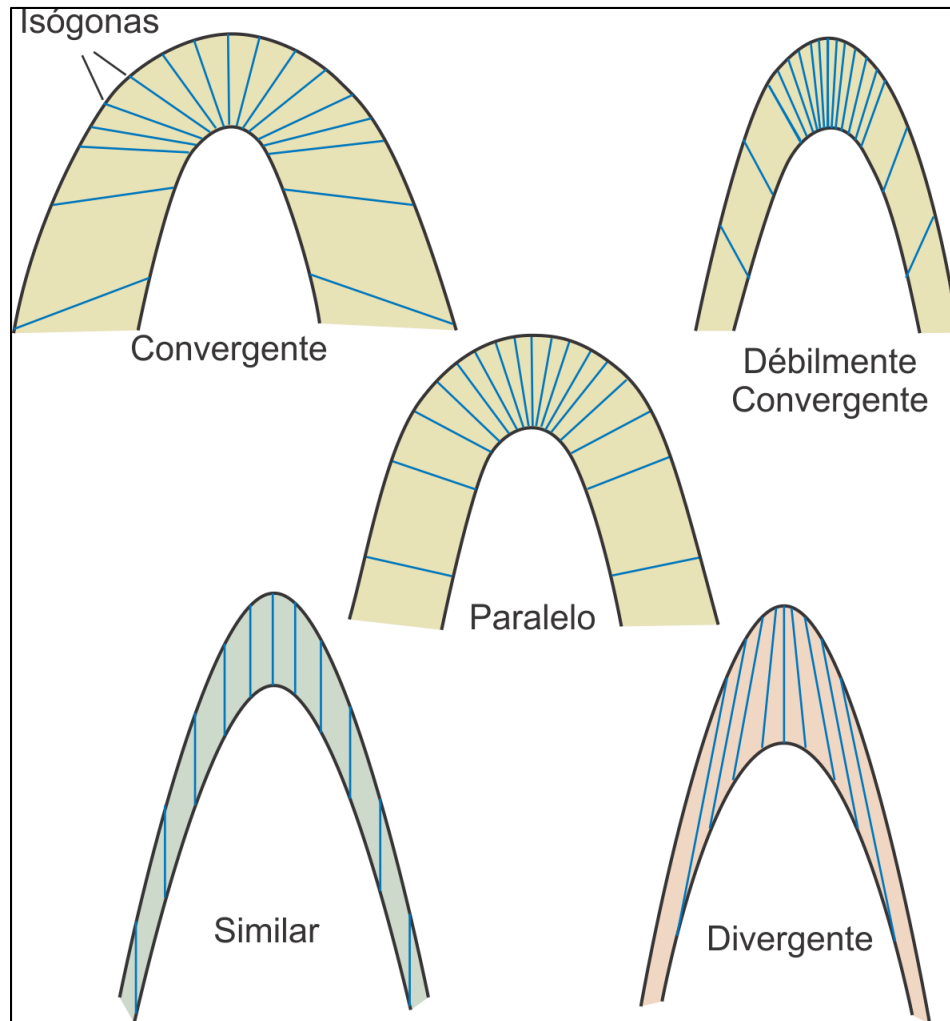


Figura 22. Clasificación de pliegues basado en la distribución de las líneas isógonas.
Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

6.6.2 Comportamiento Frágil Las capas de rocas que se encuentran cerca de la superficie se comportan como cuerpos rígidos al ser sometidos a esfuerzos, esto se debe a que la temperatura y presión de confinamiento son bajas, así la roca supera primero la resistencia de fracturación antes que la resistencia plástica. Como consecuencia de superar el límite de fracturación, se desarrolla un plano de fractura sobre la roca que se pueden dar en todas las escalas, estos planos pueden ser fallas o diaclasas. En las fallas hay desplazamiento significativo mientras que en las diaclasas no (Martínez, 2002).

Fallas

Las fallas son fracturas con un movimiento relativo apreciable. Generalmente se comportan como un plano o zona que, dependiendo de la cantidad de deformación, puede extenderse a escala regional y el movimiento sobre la falla abarcar decenas de kilómetros. Dado que actúa como un plano, las fallas tienen rumbo, dirección de movimiento (vergenza) y buzamiento que se mantienen relativamente constantes y cambian si hay una variación en el esfuerzo. El bloque ubicado sobre el plano de falla se llama colgante y el que se sitúa bajo el plano se denomina yacente. (Figura 23).

Clasificación de fallas

Basado en el desplazamiento de los bloques sobre el plano se reconocen tres tipos de fallas: normales, inversas o de cabalgamiento, y de rumbo (Figura 23). Las fallas normales (Figura 23, a) se forman por esfuerzos de tensión donde el bloque colgante se mueve hacia abajo en relación con el bloque yacente, estos se separan y crean una depresión. Las fallas inversas (Figura 23, b) se forman por esfuerzos compresivos donde el bloque colgante se mueve sobre el bloque yacente. Las fallas de rumbo (figura 23, c y d) tienen una inclinación muy elevada hasta llegar a ser verticales, el movimiento sobre el plano es horizontal, y puede ser dextral (sentido horario) o sinistral (anti horario).

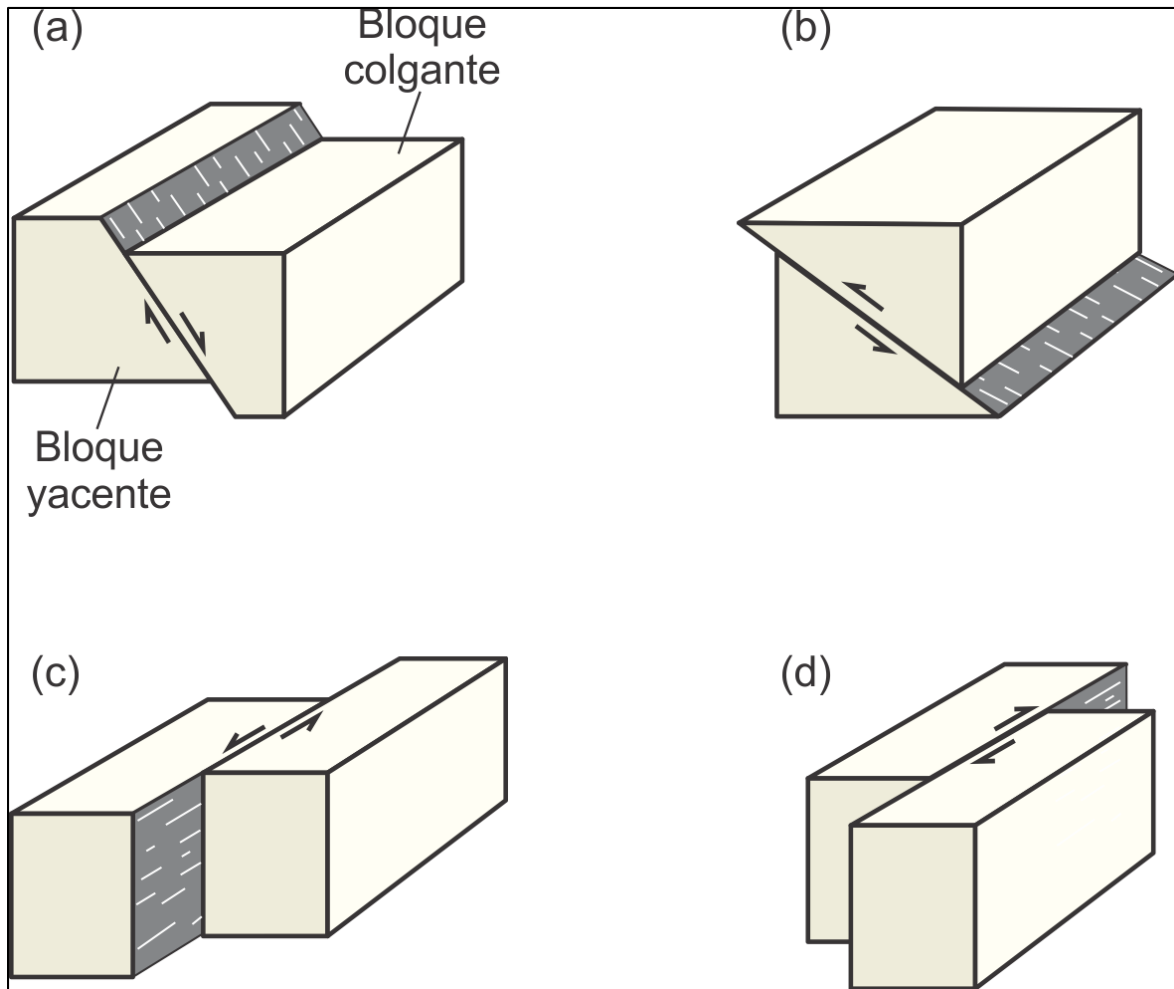


Figura 23. Bloques fallados mostrando el desplazamiento de los diferentes tipos de fallas. a) Fallas normales, b) Fallas inversas, c,d) Fallas de rumbo.

En general, las fallas se mueven de forma oblicua por lo que la clasificación es una conjugación entre estos 3 tipos ya descritos (Figura 24). En la corteza, donde la mayoría de los esfuerzos son de compresión, las fallas normales, inversas o de rumbo tienen el mismo origen, pues el estado de esfuerzos que las producen es el mismo y tan solo es la orientación la que cambia (Duque, 2003).

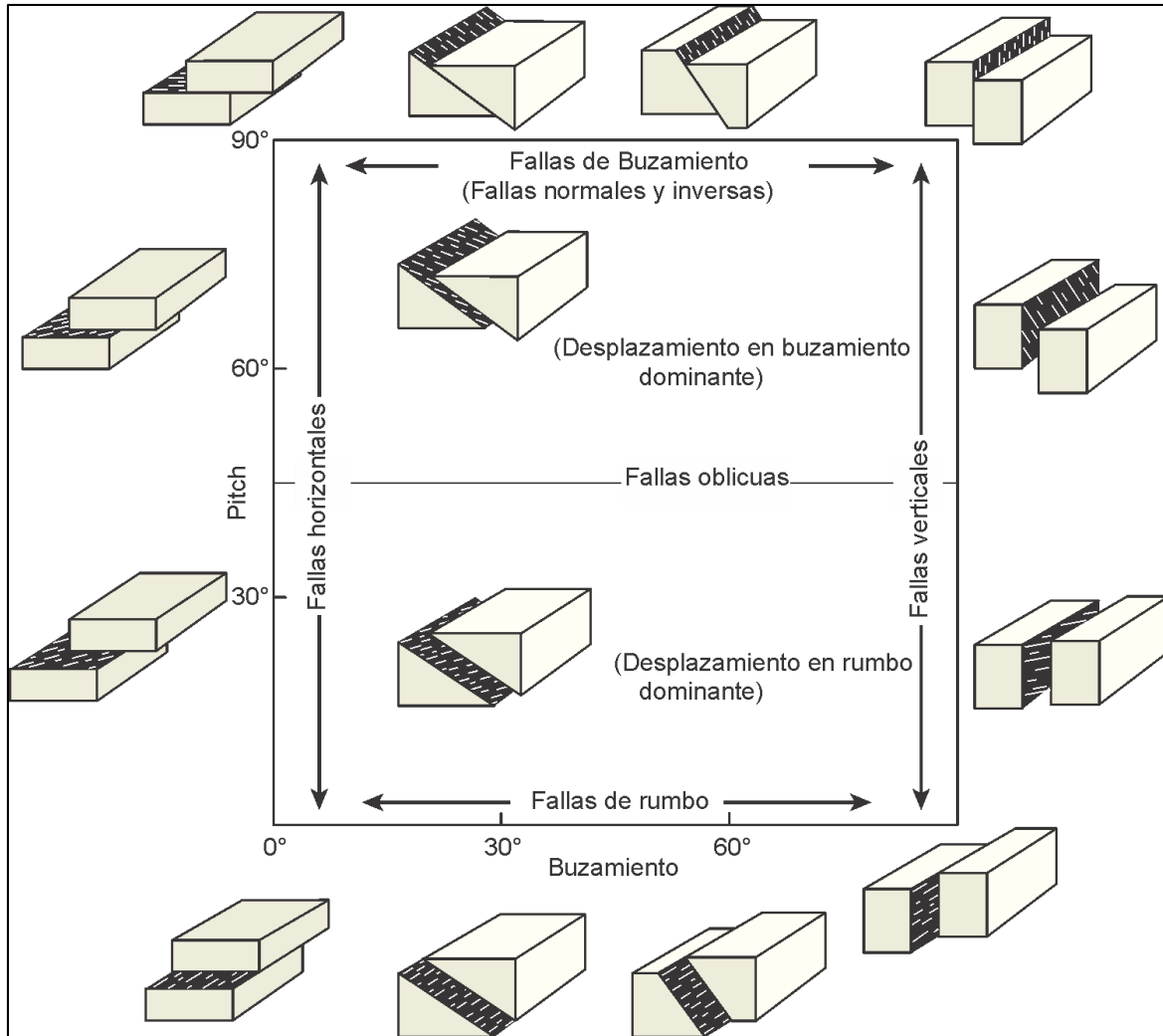


Figura 24. Clasificación de fallas según el buzamiento del plano de falla y el pitch, el cual es el ángulo entre la dirección de desplazamiento y el rumbo
 Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

6.6.3 Pliegues asociados a fallas inversas Los pliegues asociados a fallas inversas se dan como respuesta de las capas al desplazamiento de cabalgamientos en profundidad, las capas sobre el plano de falla se pliegan para compensar la pérdida de longitud generando diferentes tipos de estructuras que son controladas por el avance de la falla. De acuerdo a la geometría del plano de falla, se plantean 3 modelos básicos para los pliegues: pliegues por propagación de falla (Figura 25), pliegues por flexura de falla (Figura 26), y pliegues por despegues (Figura 27).

Estructuras de contracción como zonas de imbricación, dúplex y cuñas derivan de los mismos procesos por lo que se incluyen dentro de estos modelos (MITRA, 1992).

Pliegues por propagación de fallas (*fault-propagation folds*)

Estas estructuras se forman cuando una falla de cabalgamiento pierde desplazamiento y termina en profundidad, transfiriendo el acortamiento al desarrollo de un pliegue sobre la terminación de la falla (Mitra, 1990). Si la falla continúa avanzando, el pliegue se desplaza en la dirección de propagación del cabalgamiento (Figura 25). El resultado es un pliegue asimétrico que varía de tamaño dependiendo de la cantidad de desplazamiento y del avance de la falla.

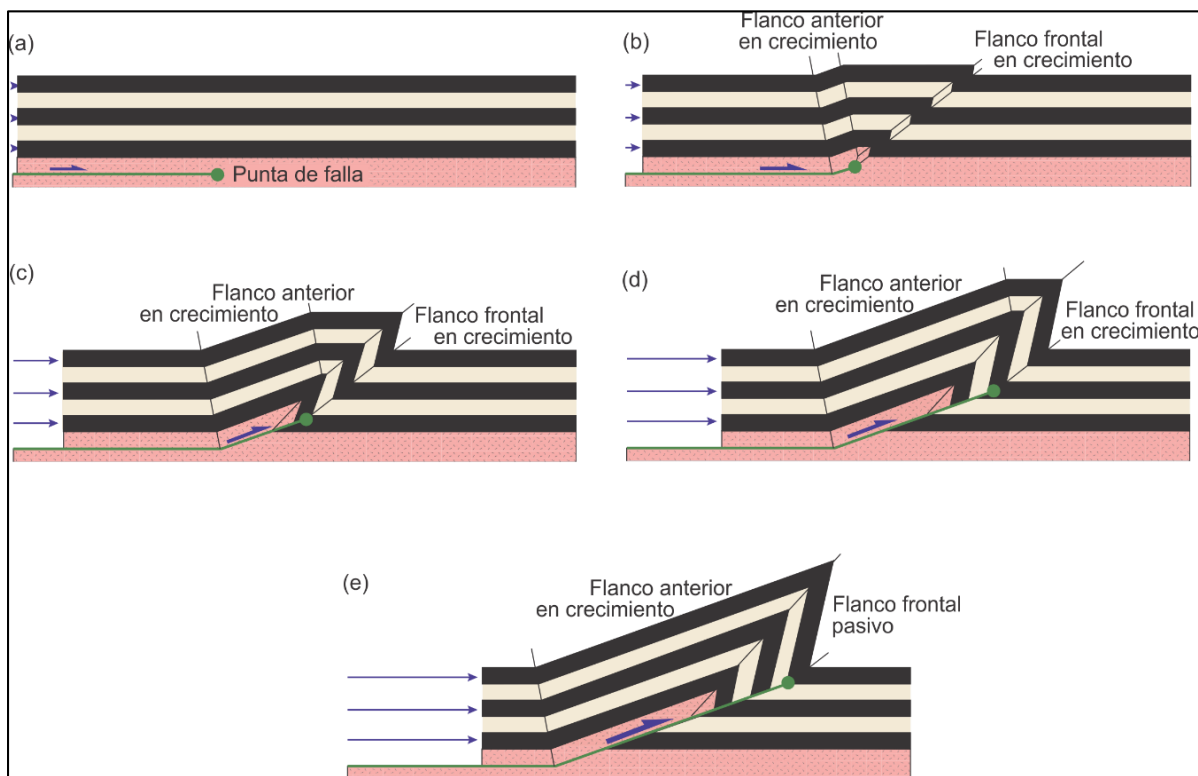


Figura 25. Desarrollo progresivo de un pliegue por propagación de falla (Fossen, 2010). Se observa el avance contiguo del pliegue a medida que la falla migra atravesando las capas suprayacentes.

Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

Plegues por flexura de falla (*fault-bend folds*)

Cuando el plano de falla se encuentra entre el contacto de 2 unidades sub horizontales se denomina *despegue*, si la falla migra hacia contactos superiores, genera una *rampa* que atraviesa las capas. Los plegues por flexura de falla se originan por la migración de las fallas entre zonas de despegue, que generan la configuración despegue-rampa-despegue. Cuando el bloque colgante se desplaza por la rampa, las capas se acomodan a la geometría de la falla originando los plegues. Debido a esto, se puede predecir el comportamiento de la rampa por la forma del pliegue y viceversa (Figura 26).

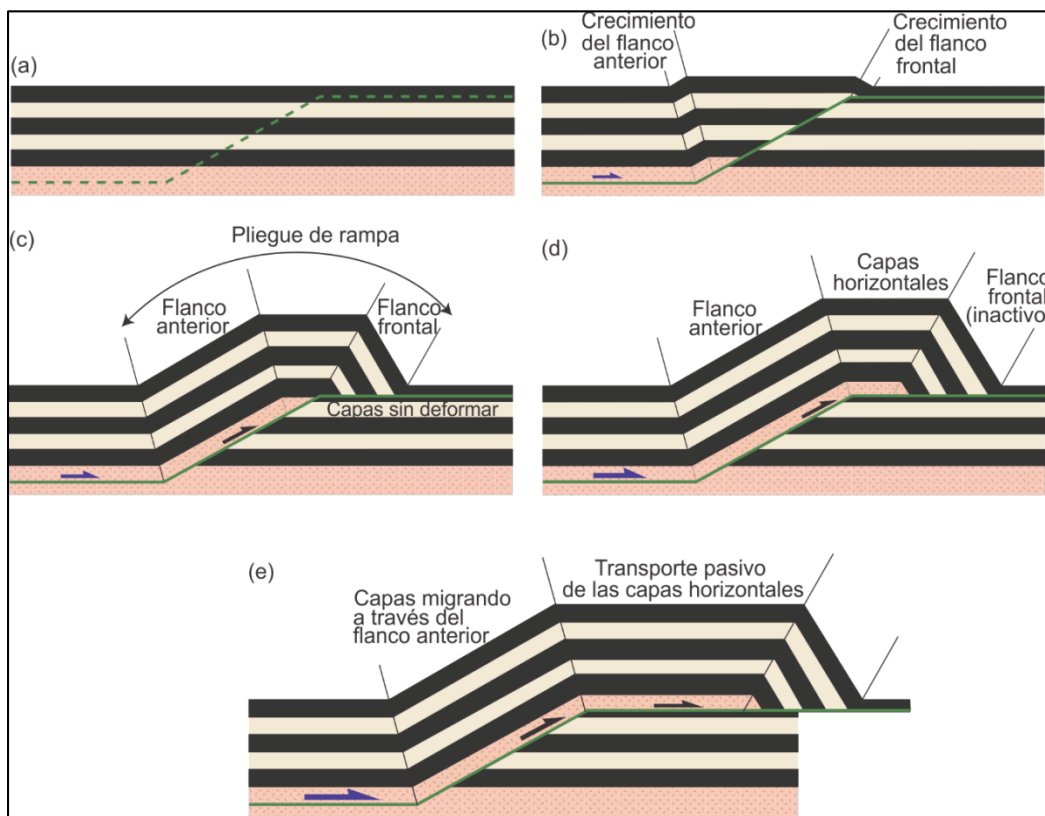


Figura 26. Desarrollo de un pliegue por flexura de falla. Se observa como las capas rotan a medida que avanzan por la rampa y el despegue de la falla, inclinándose y posteriormente rotando como capas horizontales a medida que abandonan la rampa. También se observa como el flanco frontal es transportado pasivamente mientras el flanco anterior permanece estacionario

Fuente: Fosen (2010) Structural geology. Cambridge University Press

Pliegues por despegue (detachment folds)

Se forman cuando las capas sobre el despegue se acortan más en relación con las unidades que infrayacen la falla, de hecho, las capas bajo el despegue usualmente no sufren ninguna deformación. Los pliegues por despegue tienden a desarrollarse en capas incompetentes en forma de pliegues concéntricos amplios (Figura 27). A medida que el pliegue se forma, la unidad incompetente fluye para acomodarse a la diferencia geométrica entre el plano de despegue y las capas que lo suprayacen (Fossen, 2010).

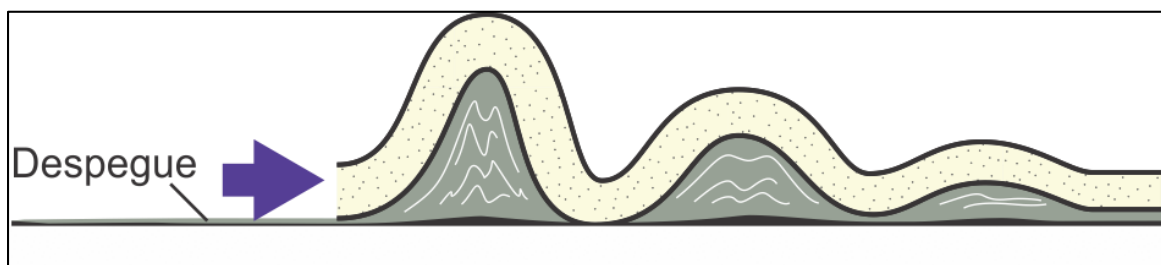


Figura 27. Desarrollo de un pliegue a través de una superficie de despegue

Fuente: Modificado de Fossen (2010). Structural geology. Cambridge University Press

6.6.4 Fallas relacionadas a pliegues Son acomodaciones dentro de las estructuras plegadas, se originan como respuesta a variaciones en el esfuerzo, estas variaciones están relacionadas a la posición estratigráfica y estructural de las capas durante el plegamiento. Reciben el nombre de fallas de acomodamiento y se comportan como fallas inversas. Tienen menor desplazamiento en relación a otras fallas y nacen dentro de los pliegues, por lo que no están relacionadas a un despegue en profundidad. Los tipos más comunes de fallas de acomodación son (Figura 28): fallas hacia fuera del sinclinal (figura 28,a), nacen en el centro de la estructura y se propagan por uno de los flancos; fallas dentro del anticlinal (Figura 28,b), afectan internamente la estructura, pueden propagarse por los flancos o el núcleo y finalizan en profundidad cerca de la zona de

charnela; fallas de charnela (Figura 28,c), ubicadas en la zona de charnela, se crean y actúan dentro de las unidades competentes, esto causa que las formaciones incompetentes suprayacentes aumenten su espesor; fallas en los flancos (Figura 28,d), afectan los flancos de las estructuras y se forman en las unidades más competentes; fallas de acomodación de flanco frontal del anticlinal (Figura 28,e), ubicadas en el flanco frontal del anticlinal en dirección de la vergencia de la estructura, se originan dentro de una unidad competente al interior del pliegue; fallas de flanco frontal y anterior de anticlinal (Figura 28,f), afectan el flanco frontal del anticlinal siguiendo la vergencia de la estructura, corta varias unidades y puede continuar atravesando el flanco anterior del pliegue contiguo; fallas en cizalla en el flanco frontal del anticlinal (Figura 28,g), afectan el flanco frontal de la estructura segmentándolo en varios bloques; retrocabalgamientos (Figura 28,h), se desprenden de una falla principal en profundidad, tienen una vergencia opuesta al cabalgamiento.

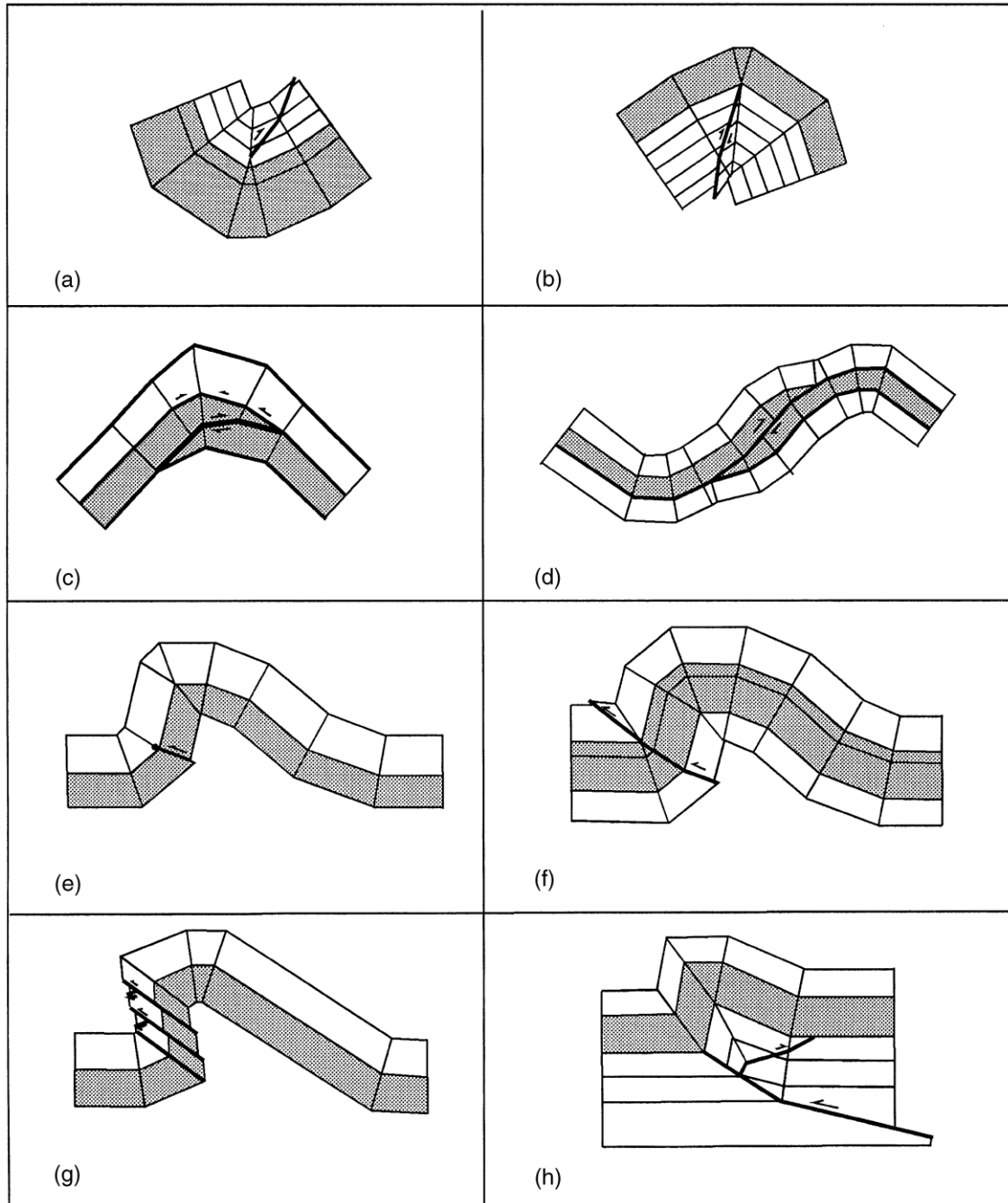


Figura 28. Fallas relacionadas a pliegues, se muestran las más comunes: (a) fallas hacia afuera del sinclinal; (b) falla dentro de anticlinal; (c) fallas de charnela; (d) falla en flanco; (e) falla de acomodación en el flanco frontal del anticlinal; (f) falla de flanco frontal y anterior del anticlinal; (g) fallas en cizalla en el flanco frontal del anticlinal; (h) retrocabalgamiento.

Fuente: Mitra (2002). Fold-accommodation faults. AAPG bulletin, vol. 86, no 4, p. 671-694.

7. Metodología

El trabajo de investigación es realizado en 5 fases principales, cada una de estas con su respectivo plan y se describirán a continuación.

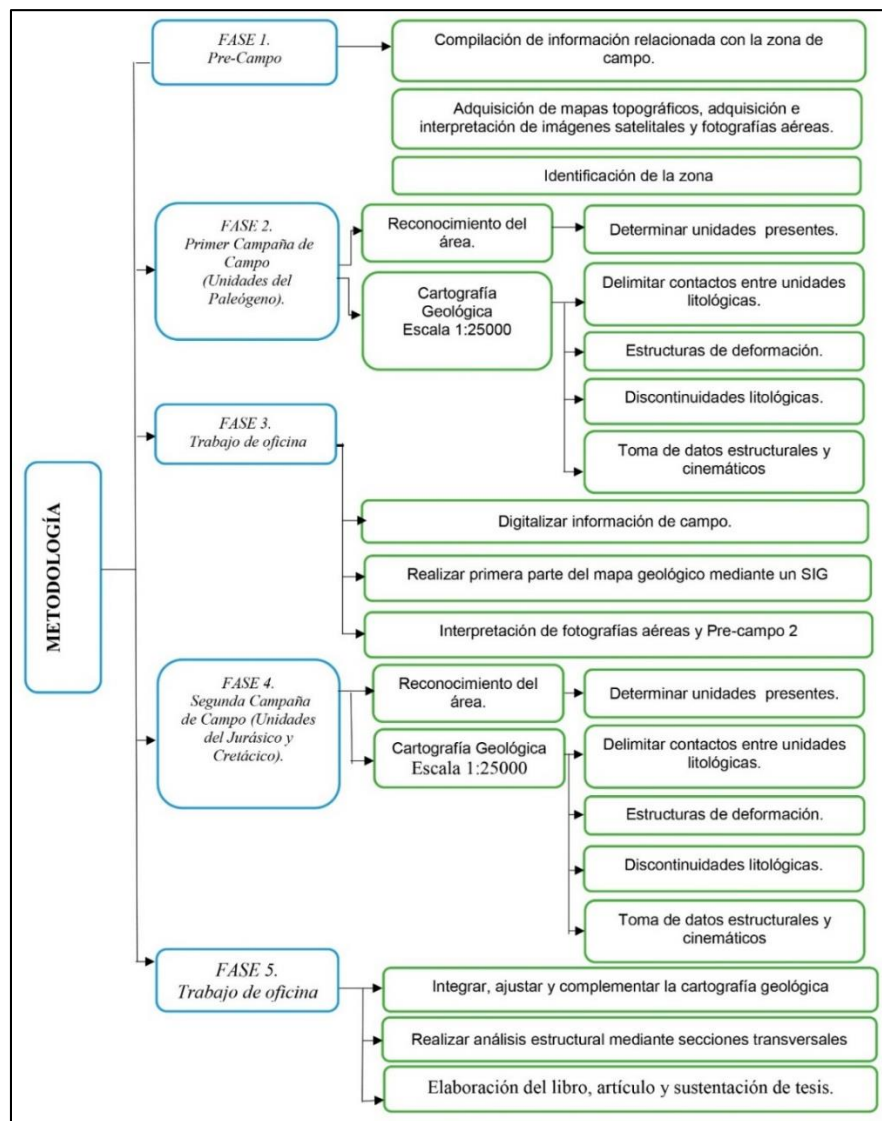


Figura 29. Diagrama de flujo de la metodología utilizada para realizar el proyecto de grado.

Fase 1. Pre-Campo

En esta fase se compila la información relacionada con la zona de campo como estudios realizados con anterioridad tesis de pregrado y posgrado, artículos de revistas, mapas geológicos entre otras publicaciones. Además se reunirá la información de los informes de campo de los estudiantes que desarrollaron la campaña de la asignatura Campo 1 en el área de estudio. Adicional a esto se obtienen los mapas topográficos a escala 1:25000 y 1:10000 de la planchas 172 de Paz de Rio.

ase 2. Primer Campaña de Campo (Unidades del Paleógeno)

Reconocimiento del área: Se realizó un reconocimiento de 5 días de las unidades litoestratigráficas y los principales rasgos estructurales presentes en la zona, con el fin de identificar los problemas a resolver durante la campaña.

Cartografía Geológica, Escala 1:25000: con el conocimiento de las unidades que afloran en el área y los principales rasgos estructurales, se realizó la cartografía detallada delimitando los contactos entre unidades, se identificaron las fallas geológicas y a su vez se midieron datos estructurales. Con énfasis en los indicadores cinemáticos, la respectiva foto orientada y con las coordenadas de cada uno de estos se obtiene un buen análisis estructural de la zona.

Fase 3. Trabajo de oficina

En la fase de trabajo de oficina se ordenó toda la información adquirida en campo de la zona de estudio y se preparó la segunda campaña de campo. Ordenar la información se refiere a digitalizar la libreta de campo, editar las fotografías de una forma que puedan ser utilizadas para explicar la geología de la zona. Por último esta la digitalización del mapa con el fin de identificar los principales problemas cartográficos, estratigráficos y estructurales que faltan por resolver y así preparar la segunda campaña de campo, enfocada en las unidades del Jurásico y Cretácico.

Fase 4. Segunda campaña de campo (Unidades del Jurásico y Cretácico)

En esta etapa se siguió la metodología de la fase dos para la cartografía de las unidades del Jurásico y Cretácico. Para resolver los problemas estratigráficos principalmente en las rocas del Cretácico se solicita la asesoría del paleontólogo Pedro Patarroyo. Después se resuelven los problemas que quedaron de la primera campaña de campo para dar por finalizada la última fase de campo del proyecto.

Fase 5. Trabajo de oficina

En la última fase se completó el mapa geológico a escala 1:25.000 del área de trabajo, se realizó el análisis estructural por medio de secciones transversales y se elaboró el libro para posteriormente realizar la sustentación del proyecto de grado.

8. Resultados

8.1 Cartografía Geológica

Se realizó el mapa geológico a escala 1:25000 cartografiando 175 km^2 donde se encuentra principalmente el bloque yacente de la Falla Soapaga al este y parte del bloque colgante al oeste (Figura 30, Anexo A). El documento digital se hizo en base a los estándares de cartografía geológica para planchas a escala 1:100.000 del Servicio Geológico Colombiano, utilizando el software ArcMap versión 10.2.2. La tabla de colores RGB es tomada de la plancha 172 de Paz De Río y el mapa geológico realizado por Alarcón y Villar (2016) al norte del área de estudio.

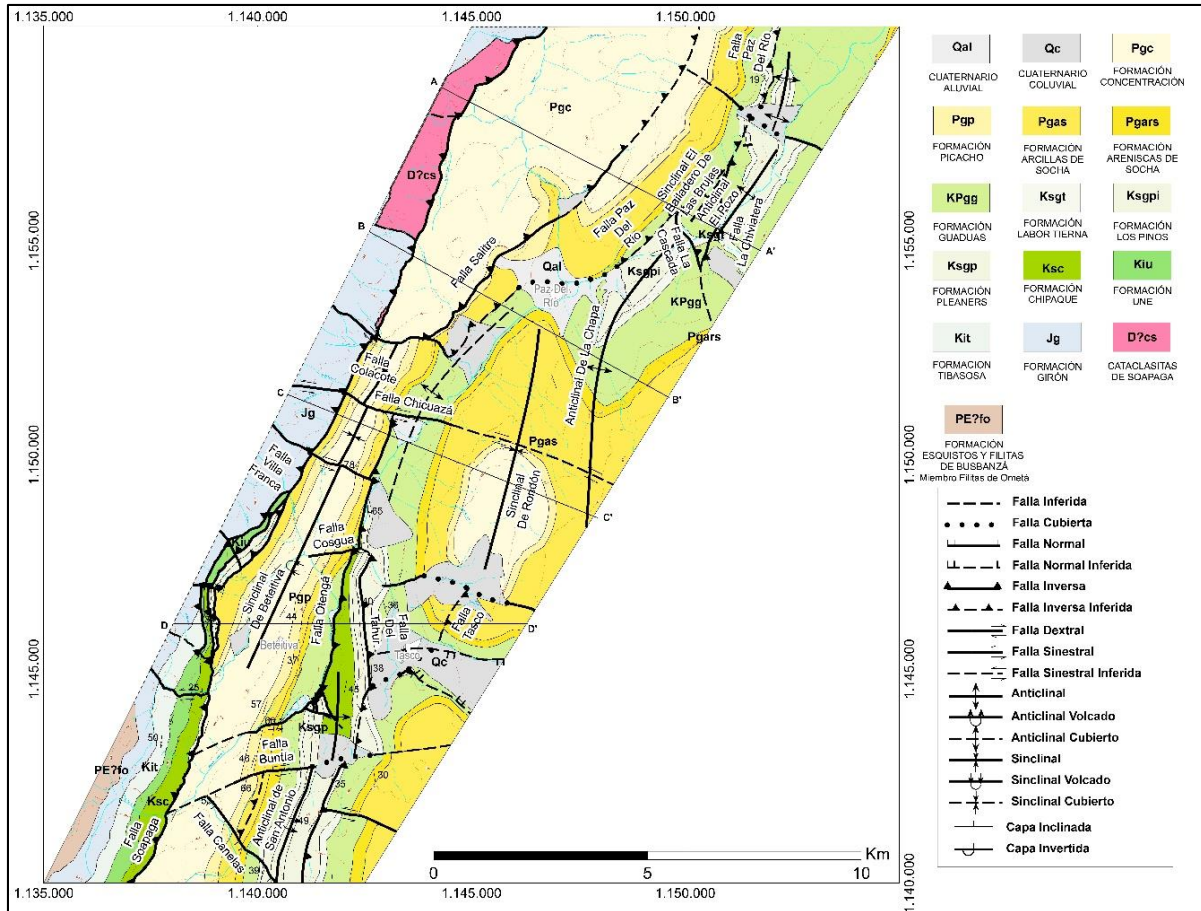


Figura 30. Mapa Geológico del área de estudio a escala 1:25000, realizado por los autores mediante ArcMap (Anexo A).

8.2 Estratigrafía

Se utiliza la nomenclatura de la Plancha 172 de Paz De Río para nombrar las Unidades que afloran en el área de estudio.

8.2.1 Unidades Litodémicas

8.2.1.1 Cataclasitas de Soapaga (D?cs) Es un cuerpo que se encuentra en la parte NNW de la zona con longitud de 5 Km y ancho de 1 Km aproximadamente. Sobre la vía Paz de Río - Belén,

1 Km al margen derecho se encuentra una cantera donde se puede ver el tipo de roca que conforma la unidad. Está en contacto fallado (Falla Soapaga) cabalgando sobre la Formación Concentración al este y en contacto fallado al oeste con la Formación Girón. En la cantera se presenta un granito muy fracturado y brechado con tonalidades verdosas y grises.

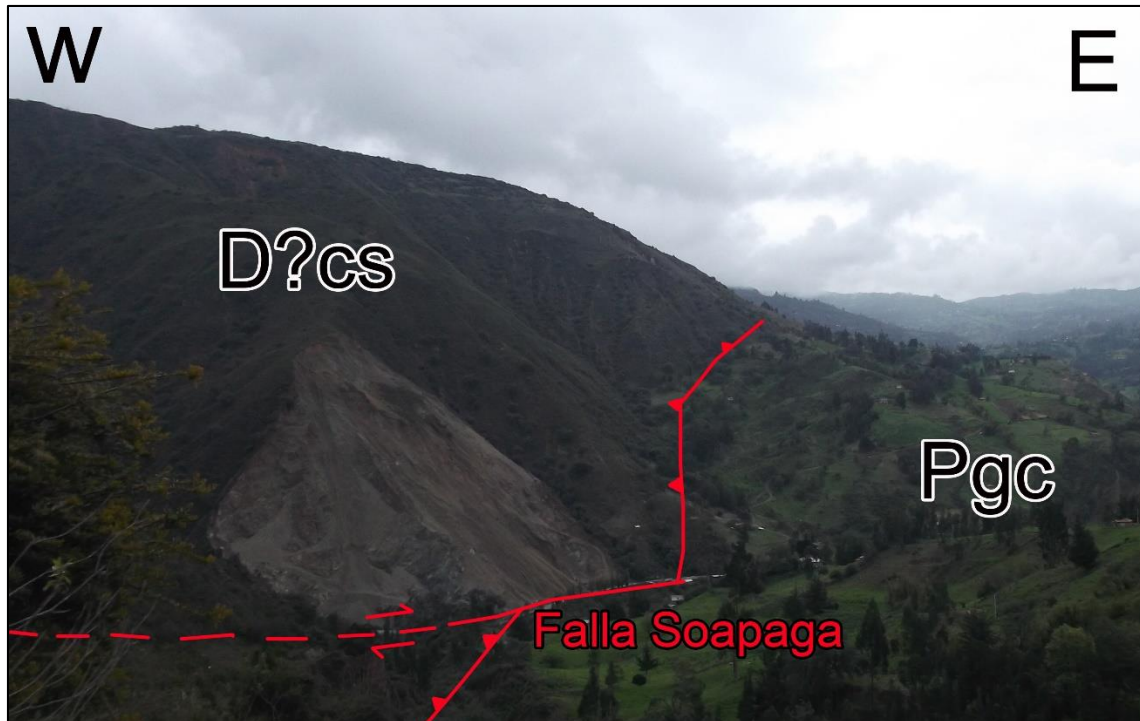


Figura 31. Contacto fallado entre la Formación Concentración y las Cataclasitas De Soapaga, en la vía Paz De Río – Belén. Imagen tomada desde las coordenadas X: 1157072, Y: 1144343, Z: 2588, error: 4 m

8.2.2 Unidades Litoestratigráficas

8.2.2.1 Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá (PE?fo) Se encuentra al SSW deI área. Está en contacto Fallado al este con la Formación Girón (Figura 32). Tiene una longitud de 4 Km. Dividida en dos miembros, el inferior llamado Esquistos De Otengá compuesto por filitas, cuarcitas con venas de cuarzo y esquistos moscoviticos y el superior llamado Filitas De Ometá

conformado por filitas con intercalación de cuarcitas, meta-arenitas cuarzosas de grano medio a grueso intercaladas con capas de meta-arcillolitas de colores claros (Figura 33).



Figura 32. Contacto fallado entre la Formación Girón y la Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá. Imagen tomada en las coordenadas X: 1136530, Y: 1134850, Z: 2756.



Figura 33. Meta-arenitas y meta-arcillolitas del miembro superior (Filitas De Ometá), de la Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá. Imagen tomada en las coordenadas X: 1136514, Y: 1133155, Z: 2479.

En el área se encontraron 12 unidades de rocas sedimentarias (Figura 34) que abarcan edades desde el Jurásico hasta el Paleógeno, éstas serán descritas y analizadas en este capítulo con el fin de conocer los lugares donde afloran, sus características litológicas y los ambientes en que fueron depositadas. A continuación se muestra una columna generalizada con una pequeña descripción de cada una de las formaciones y en seguida la descripción detallada.

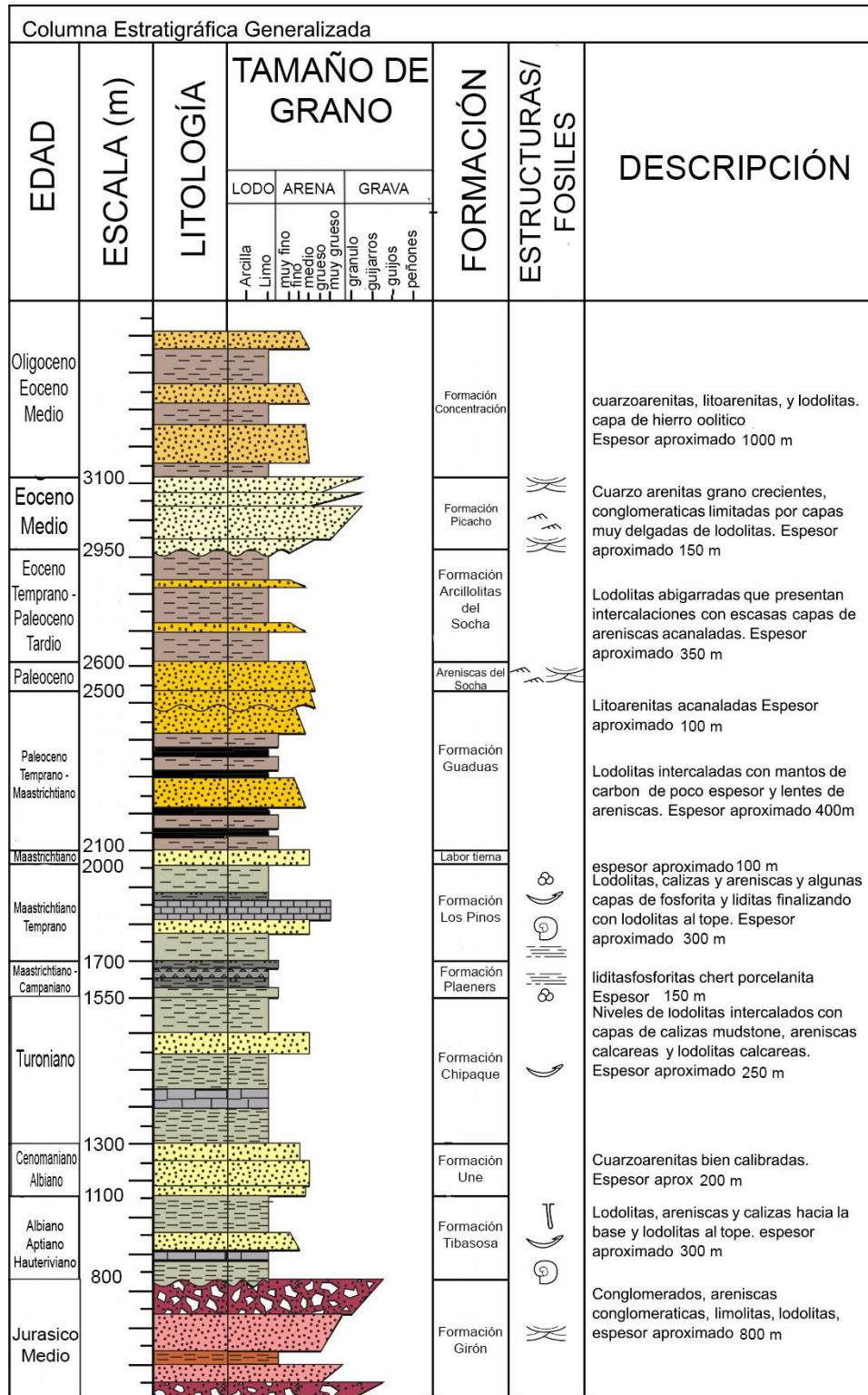


Figura 34. Columna Estratigráfica generalizada del área de estudio. Se muestran las 12 unidades sedimentarias con una breve descripción.

8.2.2.2 Formación Girón (Jg) Esta formación se encuentra al oeste del área de trabajo en una franja continua de sur a norte que buza hacia el oeste y superpone a formaciones de edades más recientes que buzanan en la misma dirección, lo cual permite definir que la formación se encuentra invertida. Al oeste y suroeste del municipio de Betéitiva el contacto con la Formación Tibasosa (Figura 35) es discordante y se encuentra un conglomerado que está asociado a una disconformidad (Figura 36). Se evidenciaron buenos afloramientos por la Quebrada Buntía, en la carretera Betéitiva - Otengá, la vía vereda Buntía, en las veredas Saurca, Soiquía y los alrededores de la Vereda Buenavista. Al noroeste de Betéitiva la Formación Girón superpone la Formación Une, así como al suroeste y oeste de Paz de Rio está sobre la Formación Lodolitas de Socha y la Formación Concentración respectivamente (Figura 37), en ambos casos el contacto está marcado por la Falla de Soapaga. Al noroeste de Paz de Rio la Formación Girón cubre de forma discordante las Cataclasitas de Soapaga.

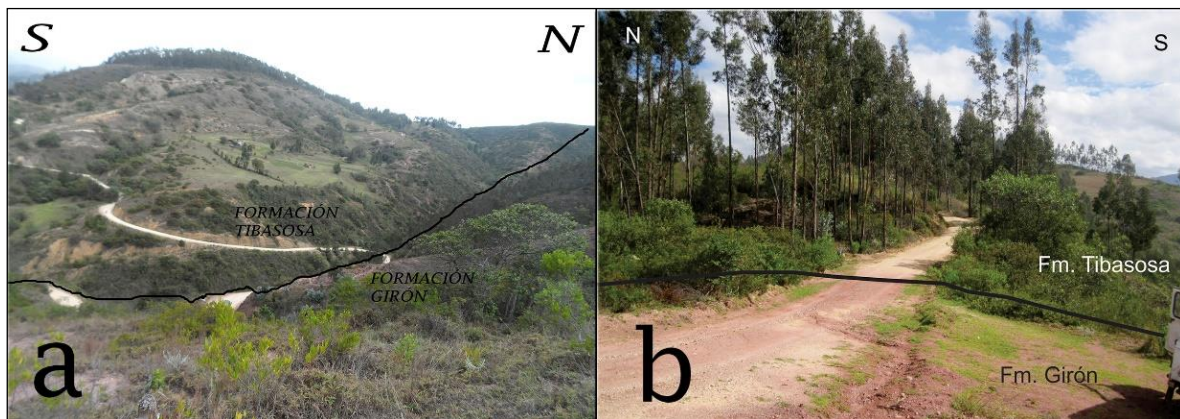


Figura 35. (a) Imagen panorámica, contacto entre la Formación Tibasosa y la Formación Girón, en la vía Betéitiva – Otengá. (b) Contacto entre la Formación Girón y la Formación Tibasosa en la Vía Vereda Buntía.



Figura 36. Imagen tomada en las coordenadas X: 1139650, Y: 1135730. Conglomerado basal en el contacto entre la Formación Girón y la Formación Tibasosa en la Quebrada Guasquín al norte del municipio de Corrales, por la vía que conduce a la Cuchilla Alto De Los Pérez.

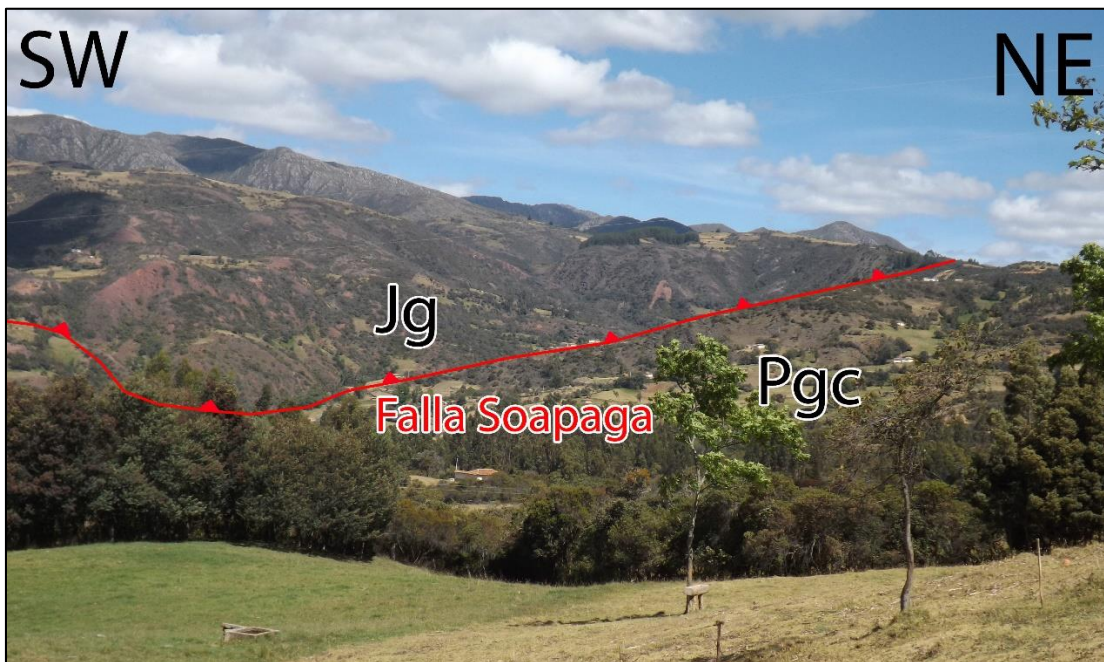


Figura 37. Panorámica del contacto Formación Girón y Formación Concentración al noroeste de Paz de Rio marcado por la Falla Soapaga. Imagen tomada en las coordenadas X: 1160000, Y: 1149447, Z: 2930.



Figura 38. Formación Girón en contacto Fallado con la Formación Arcillas De Socha. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1149630, Y: 1141229, Z: 2658m Error: 3m.

Está constituida en su parte basal por una sucesión de capas de espesor medio a grueso de arenitas conglomeráticas masivas con gránulos subredondeados (Figura 39, A) intercaladas con capas tabulares de arenitas de grano medio subredondeados mal calibrados con matriz lodosa de tonalidades rojizas (Figura 39, B). En su parte media la formación consta de una serie de conglomerados rojizos (Figura 39, C) con intercalaciones de arenitas conglomeráticas de tamaño de grano guija y ocasionalmente capas delgadas de lodolitas. Hacia el tope se evidencian capas medias a gruesas de lodolitas compactas, shale y arenitas de grano fino con matriz lodosa de color rojo (Figura 39, D). En la roca se encuentran zonas con oxidación de tonos oscuros y también zonas de tonos claros lo cual puede indicar un cambio de condiciones en el pH del ambiente (Figura 39, e).

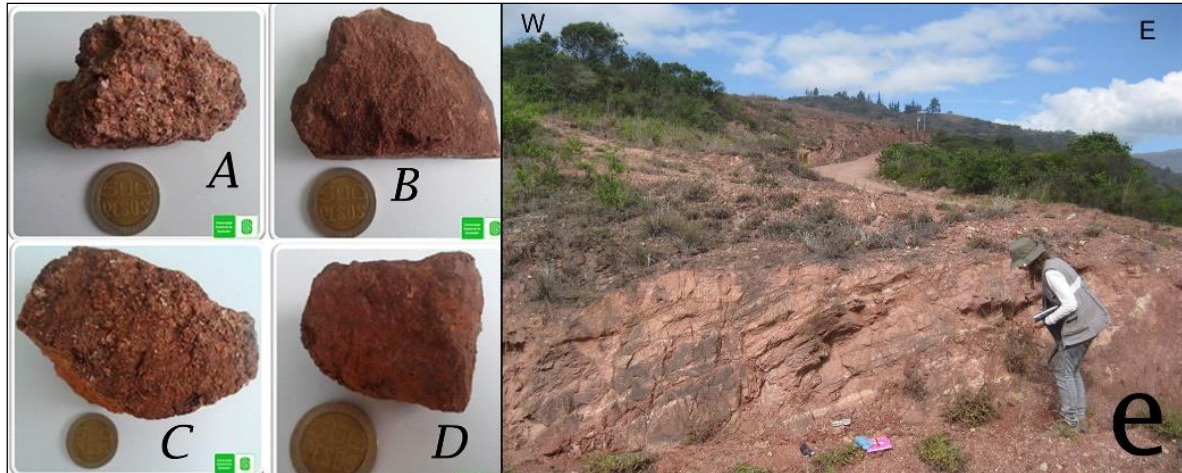


Figura 39. Muestras de mano de la Formación Girón: (A) arenita conglomerática, (B) arenita de grano medio, (C) conglomerado, (D) arenita de grano fino. (e) Intercalación de capas de lodolitas fósiles y arenitas conglomeráticas de color rojizo.

Las litofacies encontradas permiten suponer un medio cercano o perteneciente al continente, con influencia fluvial.

8.2.2.3 Formación Tibasosa (Kit) La Formación aflora como una franja con rumbo N-S de aproximadamente 7 km al oeste de Betéitiva. Presenta buenos afloramientos en el sector de Otengá, el Cerro El Portachuelo, la Vereda Soiquía y la Vereda Buenavista, al oeste de la falla de Soapaga. Infrayace a la Formación Girón en contacto disconforme y suprayace a la Formación Une en contacto normal, lo que concuerda con una inversión de la secuencia.

Se identificaron de base a tope: Capas gruesas de Shale anaranjado intercaladas con capas medias tabulares de Cuarzoarenitas muy finas y finas (Figura 40, a). Niveles de Biomicritas, Micritas y Bioesparitas. Micritas ralas a veces arenosas, separadas por niveles de lodos grises; de donde se recolectó un Ammonite de edad Aptiano (Patarroyo, Comunicación verbal, Figura 40, b). Hacia el tope de la formación se observa un aumento en los niveles competentes de calizas fosilíferas (Figura 41A) tipo packstone intercaladas con niveles de Shale gris claro.

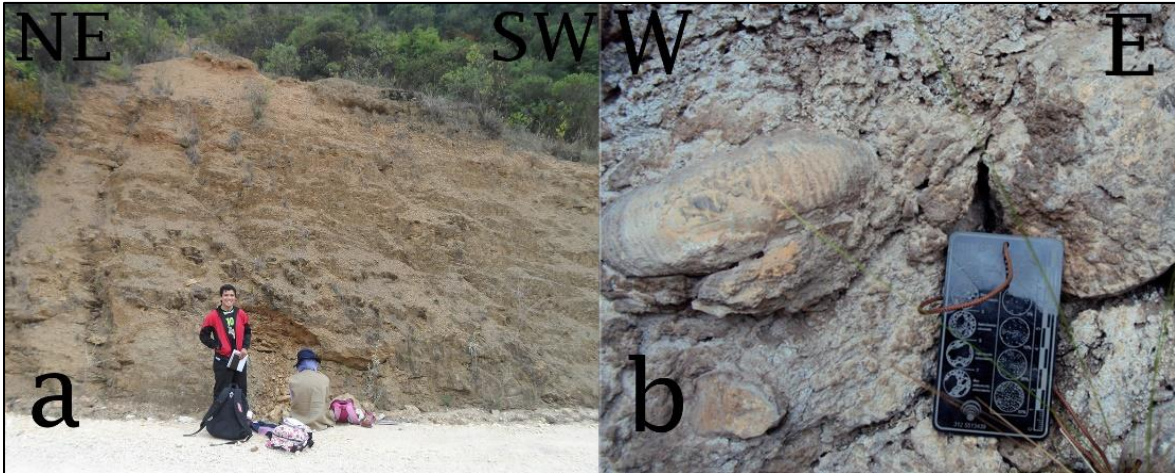


Figura 40. Formación Tibasosa. (a) Capas de lodolitas calcáreas intercaladas con arenitas, coordenadas: X: 1144381, Y: 1137639, vía Betéitiva – Otengá. (b) Ammonite del Aptiano.



Figura 41. Calizas Fosilíferas de la Formación Tibasosa.

Según la descripción de las facies de la formación es posible deducir que esta fue depositada en un ambiente marino, lo cual se evidencia claramente en la gran cantidad de impresiones de fósiles principalmente marinos (Figura 41B), las capas de arenas que van ganando contenido en lodo y finalmente las calizas tipo mudstone.

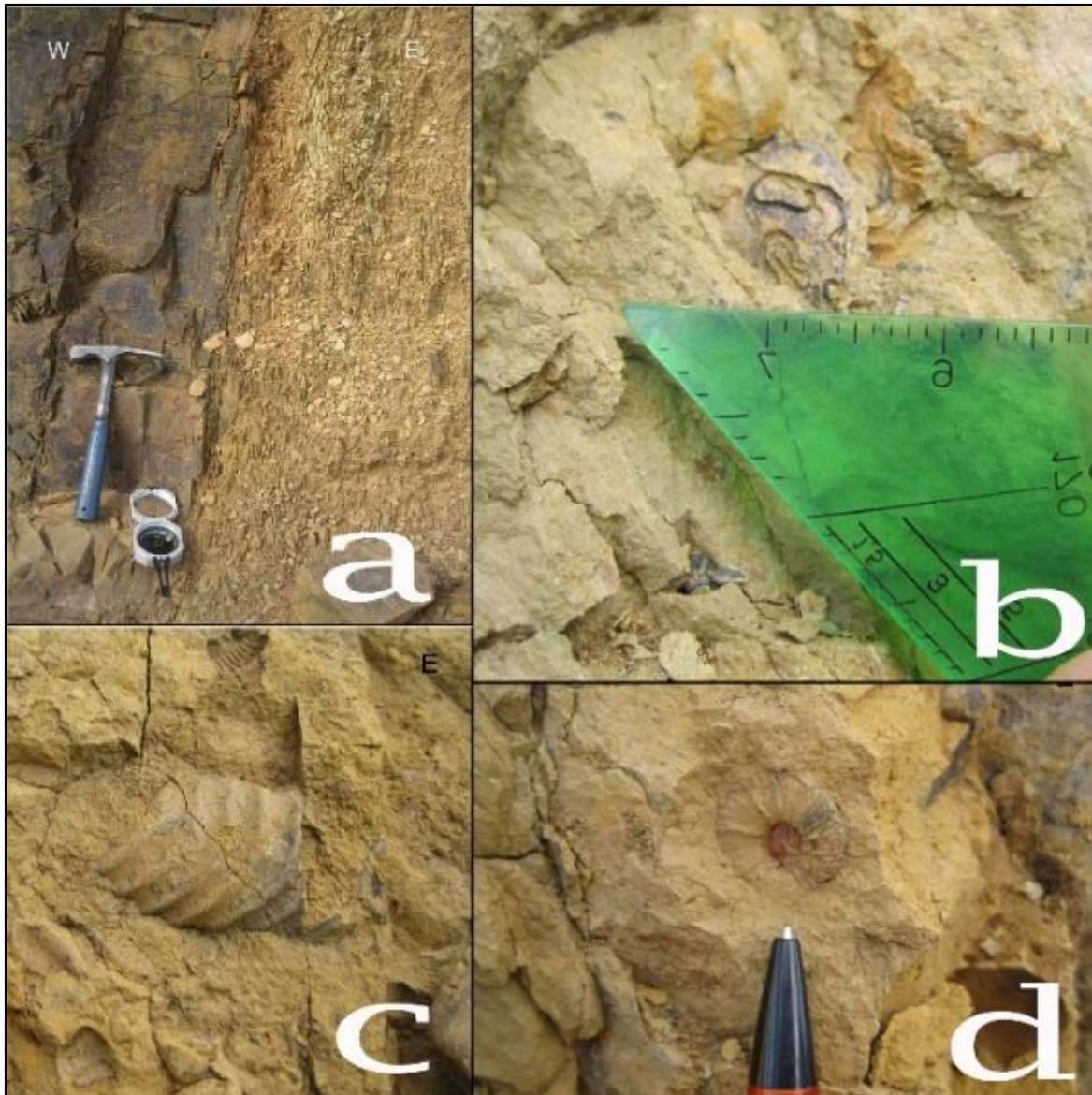


Figura 41B. Imágenes tomadas en las coordenadas: X: 1142576, Y: 1137226, Z: 2651. (a) Capas gruesas de arenitas junto a las capas de lodolitas con impresiones fósiles. (b) Lodolitas con galerías de serpúlidos. (c y d) Impresiones de fósiles de ammonites.

8.2.2.4 Formación Une (Kiu) Se presenta como una franja continúa de rumbo N-S, con 9 km de longitud. Hay afloramientos en las faldas del Cerro Capellanía, la vía Betéitiva – Otengá en el Cerro El Portachuelo (Figura 42, a), y la Vereda Buenavista. Se encuentra infrayaciendo la Formación Tibasosa y suprayaciendo la Formación Chipaque lo que indica una secuencia

invertida. Va perdiendo su espesor hasta acuñarse totalmente al noroeste de Betéitiva en el paso de la Quebrada Divaquía.

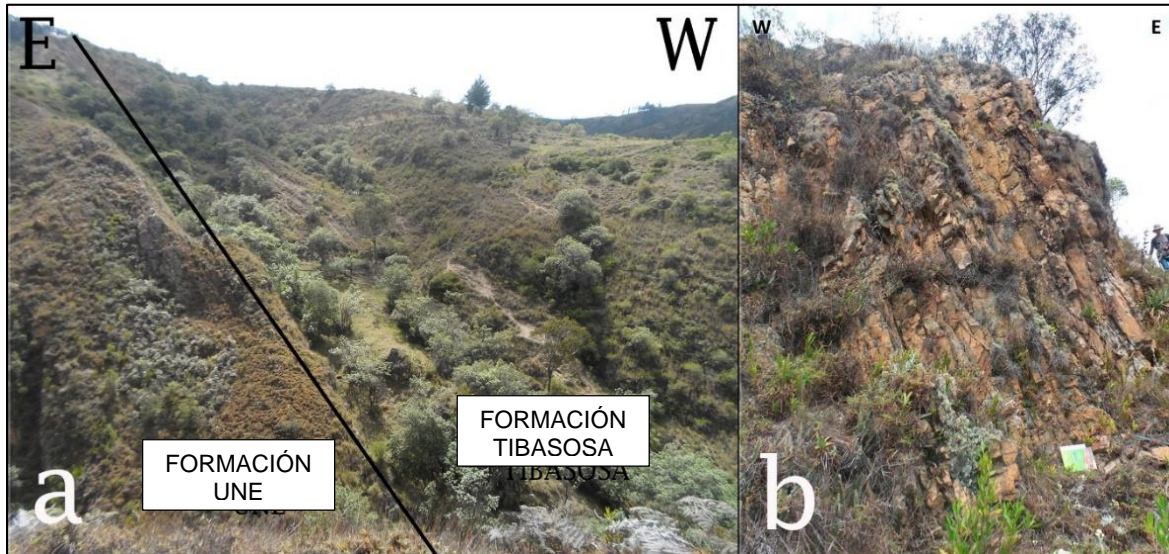


Figura 42. (a) Panorámica contacto Formación Une y la Formación Tibasosa Coordenadas: X: 1144496, Y: 1138401. (b) Escarpe afloramiento de arenitas correspondientes a la formación Une Coordenadas: X: 1142862, Y: 1138306, Z: 2640, Plancha: 172-I-D-3.

La base de la formación se caracteriza por capas muy gruesas de arenitas de grano medio subredondeados y esféricos bien calibradas, grano soportada con alto contenido de cuarzo (Figura 43, a y b), intercaladas con capas delgadas de shale con baja porosidad. En la parte media de la formación se observan capas de arenitas de espesores medios a gruesos (Figura 43, c), con intercalaciones de lodolitas fisiles con geometría tabular y lenticular de espesores medios, hacia el tope de la formación se evidencian capas de espesores gruesos de arenitas conglomeráticas muy friables con alto contenido de cuarzo intercaladas con capas delgadas de lodolitas silíceas de color gris (Figura 43, d). Se encuentran estructuras sedimentarias como estratificación en artesa y laminación plano paralela, gradación y estilolitos en el plano de estratificación.

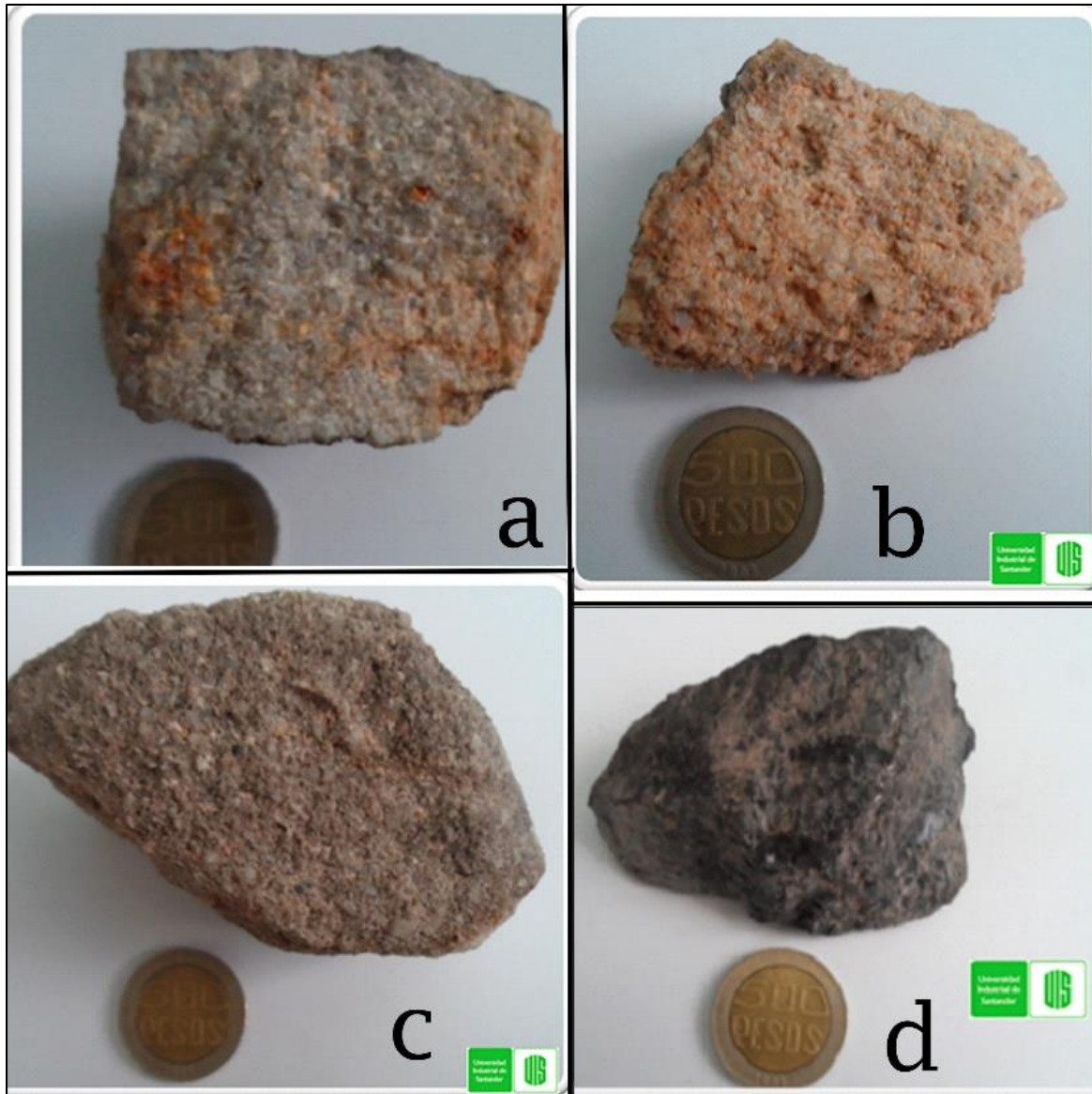


Figura 43. Muestras de mano Formación Une, (a y b) arenitas de grano medio, (c) arenita, (d) lodolita silícea.

Las facies de la Formación Une indican un ambiente de plataforma siliciclástica de costa, es decir, un ambiente marino somero, encontrándose como evidencia la deposición de arenas y lodolitas principalmente.

8.2.2.5 Formación Chipaque (Ksc) La Formación Chipaque aflora al suroeste y oeste de Betéitiva, como una franja de 7 km con rumbo N-S, hacia el norte se va acuniando como las otras formaciones del cretácico. Se encuentra en el valle de la quebrada Otengá, la vía Betéitiva – Otengá y la Vereda Buena Vista. Allí infrayace la Formación Une (Figura 44, A) en un contacto neto ratificando nuevamente una secuencia cretácica invertida, suprayace al suroeste la Formación Concentración en un contacto marcado por la Falla de Soapaga y al oeste de Betéitiva la Formación Plaeners. También se evidencia en una franja de 5 km entre los municipios de Betéitiva y Tasco con un rumbo N-S. Se observan afloramientos por la carrilera que va paralela al Rio Chicamocha en la vereda San Isidro (Figura 44, B) donde se encuentra en contacto con la Formación Guaduas debido a la Falla de Otengá.

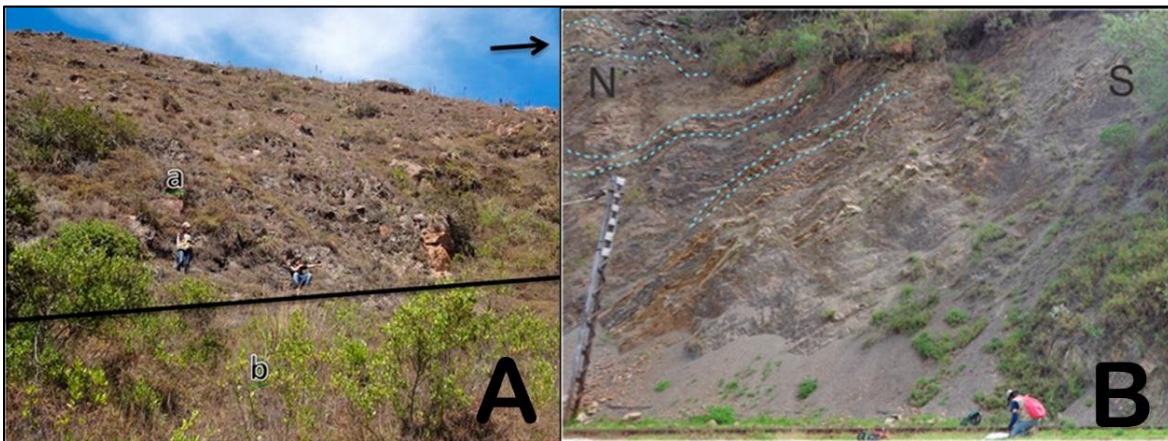


Figura 44. (A) Contacto entre la Formación Une (a) y la Formación Chipaque (b). Coordenadas: X: 1143697, Y: 1138485. (B) Afloramiento Formación Chipaque por la carrilera.

La secuencia de la Formación Chipaque en la zona de Betéitiva inicia con capas delgadas de shale gris oscuro, intercaladas con capas de arenitas cuarzosas (Figura 45, a) algunas con cemento calcáreo, otras con cemento silíceo, con presencia de intraclastos y caolín, seguida de intercalaciones de capas de shale gris, capas de caliza tipo mudstone y capas de arenitas con

cemento calcáreo (ver Figura 45, b); hacia el tope en algunas zonas se observan intercalaciones de shale negro muy físil, capas finas de arcillolitas y calizas, seguidas de arenitas de grano muy fino de color gris claro, bien cementadas con presencia de tallasinoides en la parte superior de la capa indicativos de ambiente marino de escaza profundidad (ver Figura 45, c).



. (a) Coordenadas: X: 1142016, Y: 1137787, Z: 2531. Arenitas cuarzosas. (b) Capas gruesas de shale de color gris oscuro intercaladas con capas de arenitas. (c) Capas de arenitas con presencia de tallasinoides.

Las características litológicas de esta unidad encontradas en la zona, indican un ambiente marino de aguas poco profundas lo que se evidencia en la presencia de capas de shale gris oscuro intercaladas con capas de arenitas con cemento calcáreo, capas de mudstone y capas de arenitas con cemento silíceo, además los tallasinoides son madrigueras construidas principalmente por crustáceos las cuales indican zonas con fondos arenosos donde la profundidad del mar es escasa.

8.2.2.6 Formación Plaeners (Ksgp) La Formación Plaeners se encuentra al oeste del área (Figura 46) en una franja de aproximadamente 5 km que es interrumpida en el tramo entre la Falla La Rinconada y La Falla Sicuanoba, por la Vereda San Isidro, en contacto neto al oeste con la Formación Chipaque y en contacto fallado al este con la Formación Concentración. Al este del área, específicamente al norte de la Quebrada La Tenería está en contacto fallado al oeste con la Formación Los Pinos y en contacto neto al este de nuevo con la Formación Los Pinos, hacia el sur de la quebrada la formación es una franja continua de 4 Km de rumbo NNE que aumenta su espesor hacia el sur hasta la Falla Canelas donde hace parte del núcleo del Anticlinal De San Antonio y está en contacto neto con la Formación Los Pinos. Al oeste de Tasco también se encuentra una franja de 4 km con rumbo N-S que presenta afloramientos en la vía Betéitiva – Tasco y se extiende hasta el Río Chicamocha por la carrilera 1 km después de la curva de Cosgua en contacto neto al oeste con la Formación Capacho y al este con la Formación Los Pinos. Al noreste de Paz de Río también se encuentra como núcleo del Anticlinal De La Chapa (Figura 47) y el Anticlinal El Pozo observándose afloramientos a los costados del Río Chicamocha.

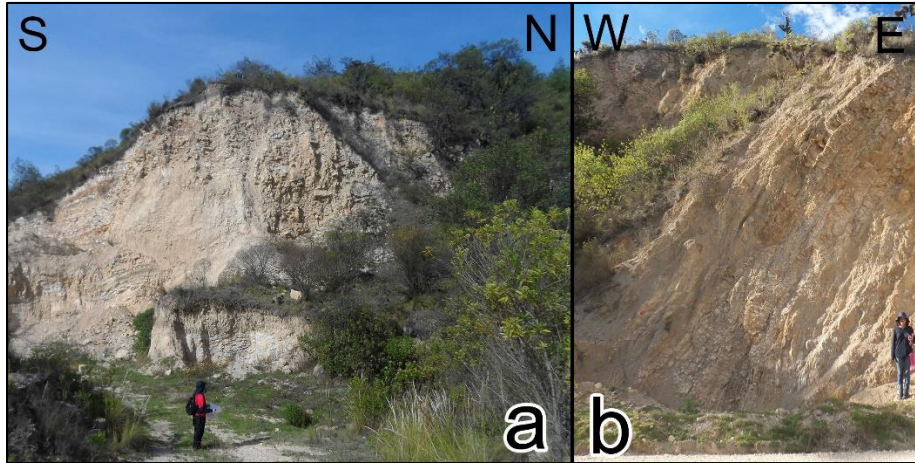


Figura 45. (a) Afloramiento de la Formación Plaeners donde se observan capas de lodolitas, porcelanitas y algunas capas de arenitas y fosforitas. Coordenadas: X: 1143774, Y: 1138685. (b) Formación Plaeners. Estratos de porcelanitas y chert en forma de liditas los cuales se encuentran muy deformados. Ubicado al margen derecho de la carretera a 800m de la montonera. Coordenadas: X: 1143153, Y: 1138638 Z: 2517

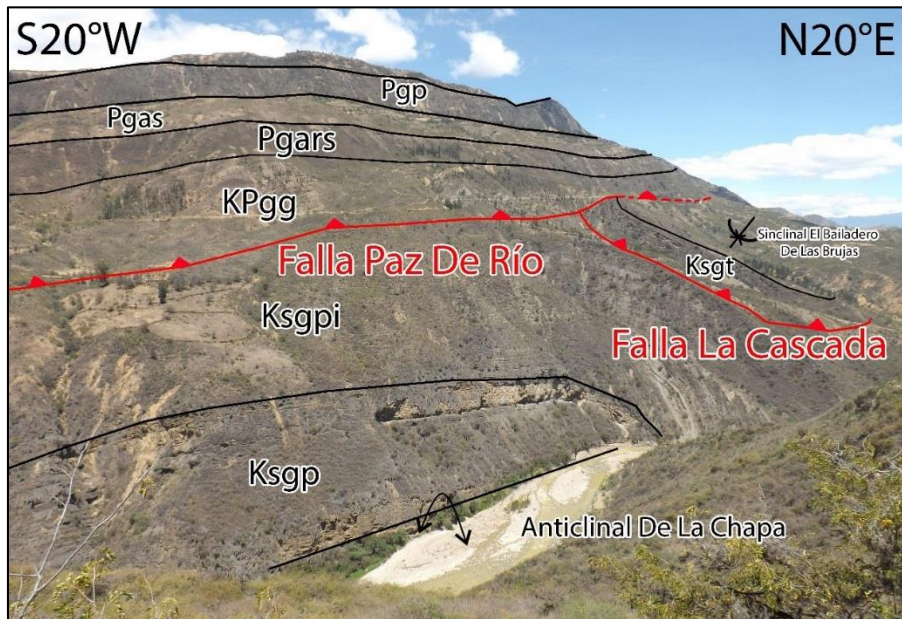


Figura 46. Formación Plaeners al noreste de Paz De Río, núcleo del Anticinal De La Chapa. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m.

Esta formación está caracterizada en la base por capas tabulares de espesores delgados de lodolitas silíceas grisáceas con laminación plano paralela (Figura 48, a), intercaladas con capas

delgadas de porcelanitas (Figura 48, b) y niveles gruesos de fosforita tipo packestone con presencia de pellets (Figura 48, c), también se evidencian capas delgadas de arenitas de grano fino con cemento calcáreo y venas de calcita (Figura 48, d). Al tope de la formación se observan capas de calizas fosilíferas intercaladas con capas medias a gruesas de porcelanitas.



Figura 47. Muestras de mano Formación Plaeners. (a) lodolitas silíceas grisáceas con laminación plano paralela, (b) porcelanitas, (c) fosforita tipo packestone con presencia de pellets, (d) arenitas de grano fino con cemento calcáreo y venas de calcita.

egún el estudio realizado en campo y analizando las Facies que conforman la Formación Plaeners descritas anteriormente es posible deducir que la formación pertenece a un ambiente

Offshore, debido a que predominan sedimentos de tamaño de grano fino como lodolitas silíceas con laminación plano paralela y facies de fosforitas con restos de fragmentos de peces.

8.2.2.7 Formación Los Pinos (Ksgpi) La Formación Los Pinos en el sector de Otengá se presenta como una franja continua de aproximadamente 4 Km con rumbo SSW-NNE desde la Quebrada Sicuanoba, hasta desaparecer antes de la Quebrada Divaquía. Allí se encuentra en contacto fallado (Falla Soapaga) al este con la Formación Concentración y al oeste en contacto neto con la suprayacente Formación Plaeners evidenciando una secuencia invertida. Al este de la Falla Canelas se encuentran dos franjas con rumbo N-S que son parte la estructura del Anticlinal de San Antonio. La franja del oeste del anticlinal se extiende aproximadamente 4.5 Km hasta el Río Chicamocha, en contacto normal con La Formación Labor Tierna al oeste y con la Formación Plaeners al este. La franja del flanco este del anticlinal tiene una longitud de aproximadamente 9 Km desapareciendo después de la curva de Cosgua bajo un cuaternario al este del Río Chicamocha y un espesor mayor al sur debido a una falla inversa que repite la Formación. En esta zona el contacto es normal al oeste con La Formación Plaeners y al este con la Formación Labor Tierna. Al oeste de Tasco se observa una franja de 3 Km con rumbo N-S, En contacto con la Formación Labor Tierna al este y al oeste (Falla Del Tahúr). Al este de Paz de Río la Formación Los Pinos aflora con un rumbo SW-NE haciendo parte del Anticlinal de la Chapa (Figura 49). Al noreste de Paz de Río en la Vereda El Pozo la Formación también aflora a los costados del Río Chicamocha con rumbo SW-NE y es el núcleo del Anticlinal El Pozo.

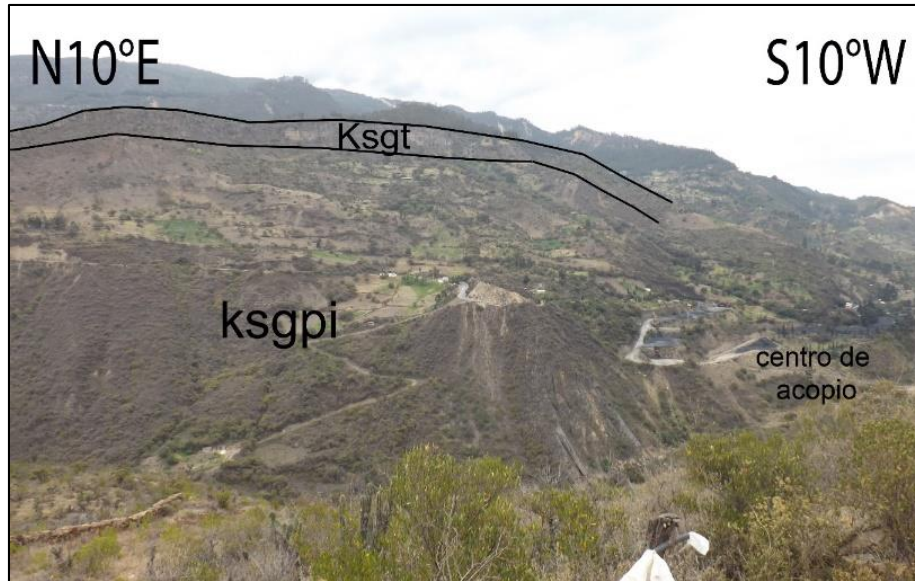


Figura 48. Panorámica de la Formación Los Pinos, núcleo del anticlinal de la chapa al NEE de Paz De Río. Tomada desde las coordenadas X: 1155092, Y: 1148945, Z: 2382.



Figura 49. Afloramiento de la Formación Los Pinos, capas tabulares de lodolitas silíceas intercaladas con capas gruesas de calizas fosilíferas. Vía Betétiva – Tasco. Coordenadas: X: 1144151, Y: 1142379.

En la base de la formación se observa capas gruesas de lodolitas fisiles con intercalaciones de capas medias de arenitas de grano medio, maduras, bien calibrado con geometría tabular (a) y algunas capas de calizas tipo micrita (b). En la parte media se observan capas de biomicrita empaquetada y arenitas cuarzosas de tamaño de grano fino, bien calibradas, el tope de la formación se caracteriza por espesores medios de lodolitas (c) con intercalaciones de arenitas de grano muy fino con matriz arcillosa y capas delgadas de calizas con geometría tabular (d).

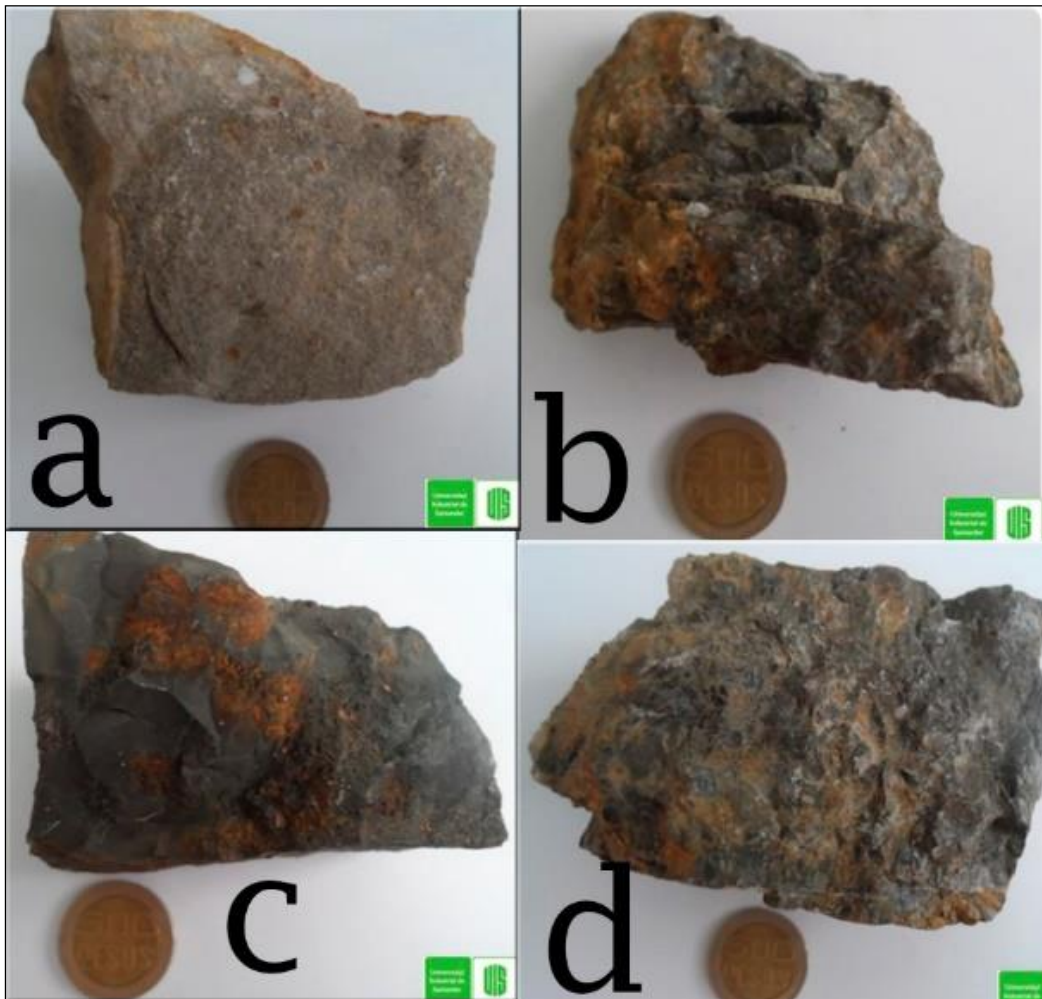


Figura 50. Muestras de mano Formación Los Pinos. (a) Arenitas de grano medio maduras, (b) calizas tipo micrita, (c) lodolitas, (d) calizas.

Las Facies que componen la Formación Los Pinos indican que el dominio de finos corresponda al Offshore, pero dado a que las arenas pasan a ser espesas y los depósitos profundos se adelgazan, inicia la aparición de material fosilífero, bioturbación, Calizas y lumaquelas, se supone un ambiente posterior más somero (Shoreface).

8.2.2.8 Formación Labor Tierna (Ksgt) La Formación Labor Tierna al oeste de la Falla Paz de Río se encuentra con un rumbo N-S y una longitud de aproximadamente 3 Km, en contacto normal al oeste infrayaciendo la Formación Guaduas y al este suprayaciendo la Formación Los Pinos (Figura 52). Al este de la Falla de Paz de Río hace parte de la estructura Anticlinal El Pozo con rumbo NNE-SSW. Al este de Paz de Río se encuentra haciendo parte del flanco oriental del Anticlinal De La Chapa con rumbo NE-SW. Al oeste de Tasco afloran dos franjas con rumbo N-S, una de estas pasando por el Cerro Tahir hasta la Vereda Canelas con aproximadamente 8 Km de longitud y la otra más al este con 3 Km de longitud. Desde el sur de la Falla Canelas hasta la Falla Peña Blanca se observa otra franja de 5 Km con rumbo N-S. Al noroeste de Betéitiva aflora como una franja muy pequeña de 200 m de longitud aproximadamente, al sur de la Quebrada El Azufre.

Presenta una secuencia en la cual se observa hacia la base capas gruesas de litoarenitas de grano medio (Figura 53) matriz soportadas, con forma de los granos subangulares esféricos, bien calibrada, color blanco amarillento claro, seguido en la parte media con capas tabulares de arenitas de grano muy fino, bien cementadas con presencia de glauconita en poco porcentaje intercaladas con capas de shale de color amarillo grisáceo y arcillas, en el tope una capa de arenita cuarzosa, bien calibrada, con buena cementación la cual presenta glauconita.

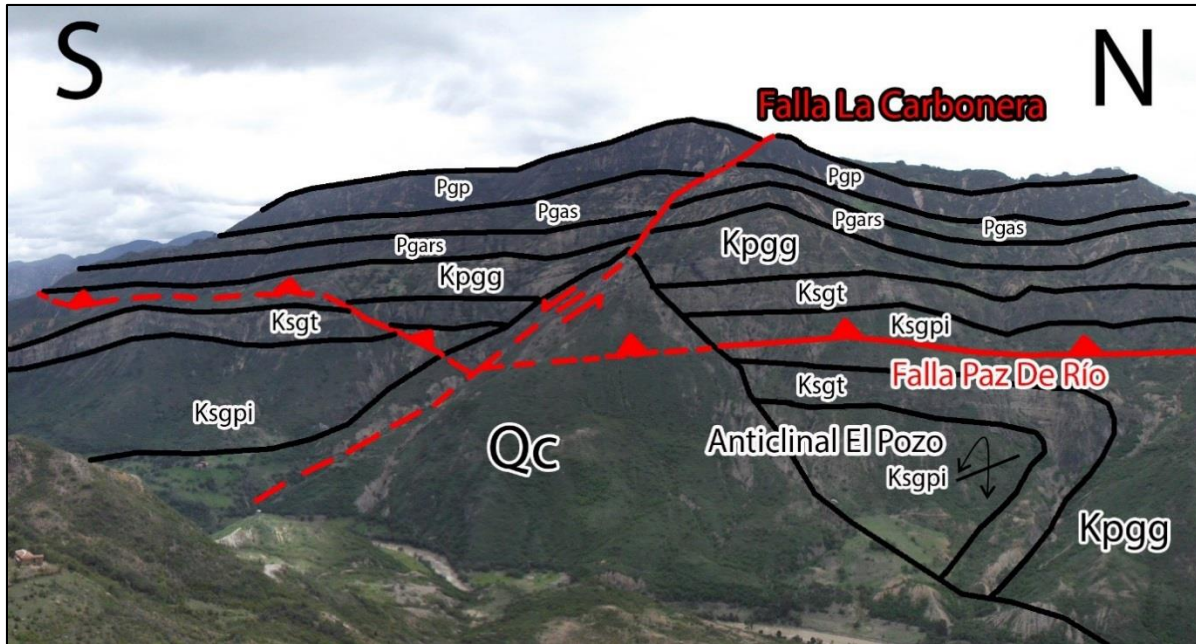


Figura 51. Panorámica que muestra la Formación Labor Tierna al NE del área y su relación con las otras unidades. Imagen tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817.



Figura 52. Litoarenitas de grano medio, Formación Labor Tierna. Muestras de mano tomadas en las coordenadas X: 1141896, Y: 1141441.

Según el análisis de las Facies de la Formación Labor Tierna conformadas principalmente por litoarenitas, cuarzo arenitas, arenitas con presencia de glauconita en poco porcentaje, shale y arcillas se puede deducir que la formación indica ambiente marino somero.

8.2.2.9 Formación Guaduas (KPgg) La Formación Guaduas se encuentra en una franja continua de rumbo N-S al este de Betéitiva con 8 km de longitud, perdiendo espesor al norte hasta desaparecer en la Falla de Cosgua. 200 metros al norte de la estación de tren de Tasco aparece nuevamente la formación que se extiende desde el norte de Tasco por la Quebrada Carbonera con rumbo SE-NW hasta Paz de Río con un espesor mayor y rumbo NNE-SSW presentando afloramiento a los costados del Río Chicamocha (Figura 54). Al sur de Tasco también aflora la formación con rumbo N-S y longitud de 6 Km mostrando desplazamiento producto de fallas de rumbo. Al sureste y este de Paz de Río la formación hace parte del Anticlinal De La Chapa, mientras que al noreste del pueblo se presentan franjas paralelas al rumbo del Río Chicamocha que hacen parte del Sinclinal Bailadero De Las Brujas y del Anticlinal El Pozo.

Presenta en la base capas gruesas de arenita cuarzosa de tamaño de grano muy fino (Figura 55, A) intercaladas con capas medias de shale, seguido de intercalaciones de capas de arcillolitas, lodolitas y shale con mantos de carbón de buena calidad (Figura 55, B) las cuales conforman la parte media y finalmente en el tope se intercalan capas de arenitas de grano fino a medio (Figura 55, C) bien calibradas con capas de shale y arcillolitas (Figura 55, D).

La presencia de capas con geometría acanalada en las cuales se observan ondulitas y bioturbación, junto con la secuencia descrita anteriormente la cual consta de arenitas intercaladas con capas de shale, arcillolitas, lodolitas y capas de manto de carbón principalmente, son

indicativos de un paso de ambiente marino de baja energía a un ambiente continental de llanuras de inundación.

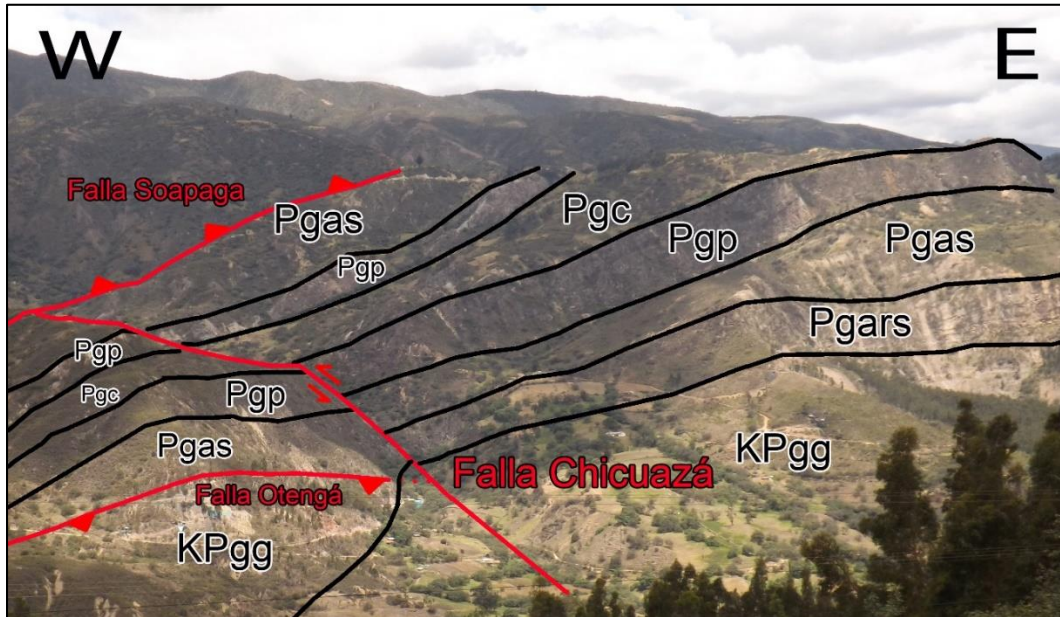


Figura 53. Formación Guaduas al occidente del Río Chicamocha infrayaciendo la Formación Arenitas De Socha al norte de la Falla Chicuzá y a la Formación Lodolitas De Socha al sur de la falla. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592m Error: 3m.



Figura 54. Muestras de mano Formación Guaduas. A) Arenitas cuarzosas, B) carbón de buena calidad, C) arenitas y D) Afloramiento con capas plegadas de la Formación Guaduas.

8.2.2.10 Formación Areniscas De Socha (Pgars) La Formación Areniscas De Socha al noreste de Paz De Río se evidencia con un rumbo NE-SW y una longitud de aproximadamente 7 Km en contacto normal con la Formación Guaduas al este y la Formación Lodolitas De Socha al oeste. Hace parte del Sinclinal Del Rondón (Figura 56) y Anticlinal De La Chapa al sur de Paz De Río. Entre la Falla Colacote y la Falla Chicuzá hay una franja de 2 Km de la formación con rumbo N-S en contacto normal con la Formación Guaduas al este y la Formación Lodolitas De Socha al oeste. Desde el sur de la Falla Canelas hasta el sur de la Estación de Tasco se presenta una franja de 9 Km de longitud con rumbo N-S. Por último se presenta al sur de Tasco con un rumbo NE-SW y longitud de 4 Km afectada por fallas de rumbo.

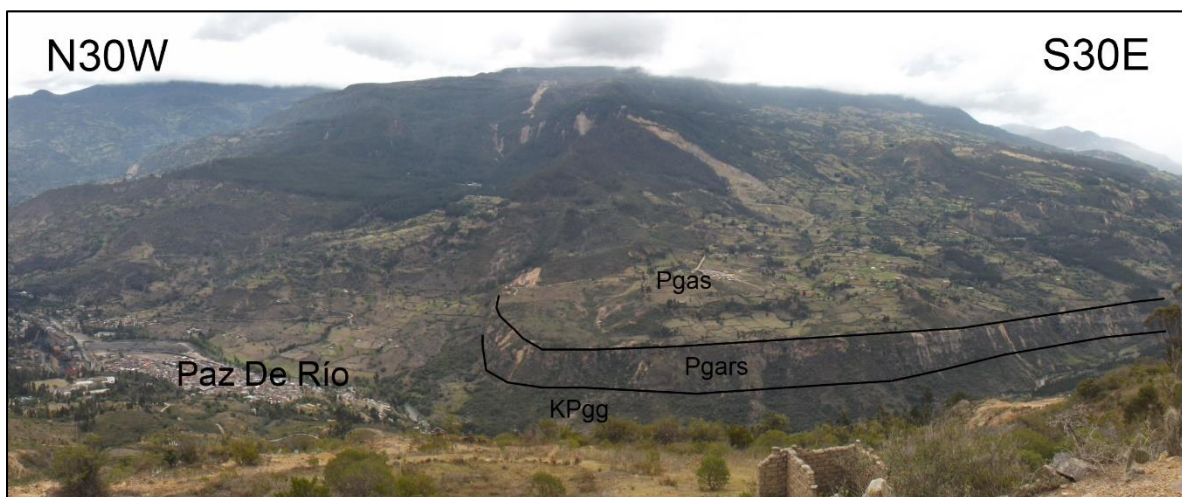


Figura 55. Panorámica Formación Areniscas De Socha al sur de Paz De Río. Tomada desde las coordenadas X: 1154362, Y: 1145278, Z: 2815.

Constituida hacia la base por capas con geometría lenticular de espesores medios de sublitoarenitas de tamaño de grano medio, granos subredondeados, mal calibrado y grano soportado (Figura 57, a) con intercalaciones de lodolitas de espesores medios a delgados, arenitas ligeramente gravosas y capas medias de arenitas de grano fino. Hacia el tope se observan

capas de arenitas de grano fino intercaladas con capas delgadas de lodolitas. Se observa gradación normal del tamaño de grano en las arenitas (Figura 57, b)



Figura 56. a) Sublitoarenita Formación Areniscas De Socha. Muestra de mano de las coordenadas X: 1143239, Y: 1143364. b) Gradación normal del tamaño de grano en las arenitas.

El ambiente sedimentario se asume, debido a litofacies de sublitoarenitas con estructuras de estratificación en artesa y plana, con litofacies de arenitas ligeramente gravosas, como un ambiente de depósito predominante de ríos meándricos.

8.2.2.11 Formación Lodolitas De Socha (Pgas) La Formación Lodolitas De Socha hace parte de los dos flancos del Sinclinal De Betéitiva, presentándose al oeste como una franja con rumbo N-S de 8 km de longitud aproximadamente desde la Falla Colacote hasta el norte de la Falla La Rinconada, infrayaciendo en contacto fallado la Formación Girón (Figura, 58) y suprayaciendo en contacto normal la Formación Picacho mostrando una secuencia invertida. La franja del flanco este se extiende desde la Falla Colacote hasta el límite sur del área con aproximadamente 13 Km de longitud y rumbo N-S. Al norte de la Falla Colacote y al oeste de la Falla Paz De Río se encuentra la formación en una franja de 9 Km pasando por la Vereda Sibaría hasta el límite

norte del área de estudio, en contacto normal al oeste con la Formación Picacho y al este con la Formación Areniscas De Socha aunque en el tramo entre la Falla Colacote y Paz De Río el contacto es Fallado con la Formación Guaduas. Aflora al noreste de Tasco donde está conformando parte de los dos flancos del sinclinal De Rondón y al sur del pueblo con 5 Km de longitud y rumbo SW-NE en contacto normal con la Formación Arenitas De Socha.

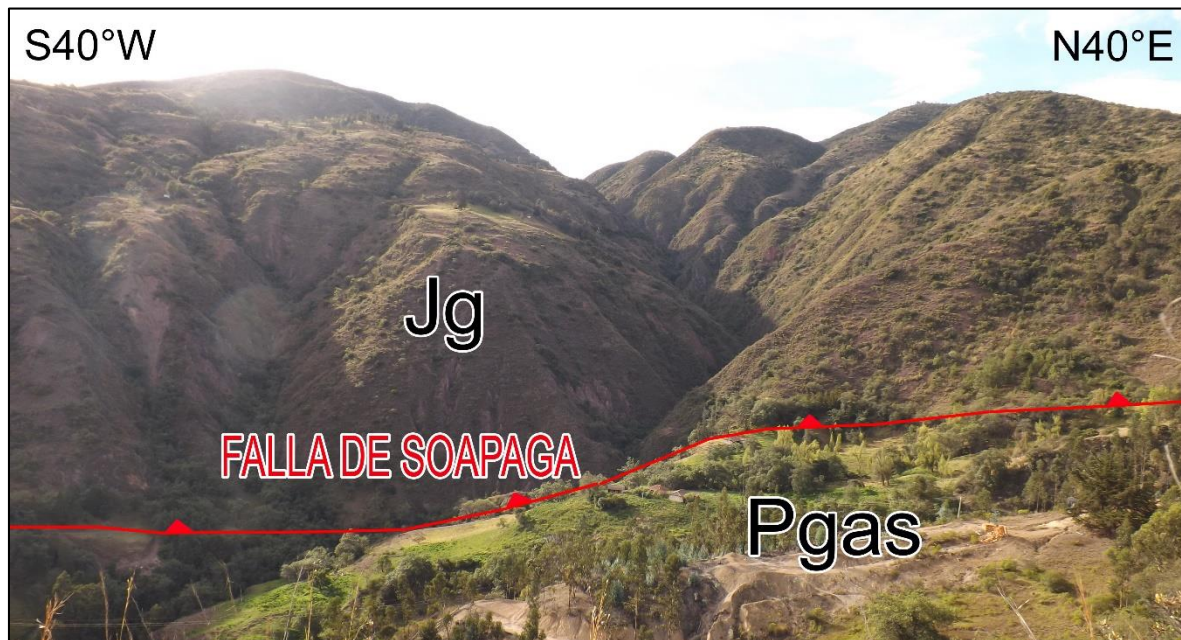


Figura 57. Formación Lodolitas De Socha infrayaciendo la Formación Girón, en contacto fallado.

Hacia la base capas de lodolitas silíceas intercaladas con capas de arcillolitas abigarradas, seguidas de capas finas de arenitas de tamaño de grano fino (Figura 59, a) con geometría lenticular las cuales conforman la parte media de la secuencia, en las que se observa estratificación cruzada en artesa difusa y ondulitas en el la parte superior de las capas, finalmente en el tope la secuencia está conformada por intercalaciones de capas gruesas de arcillolitas

(Figura 59, b) con capas de shale, en la secuencia de la Formación Lodolitas de Socha es posible observar algunas capas de carbón de baja calidad.

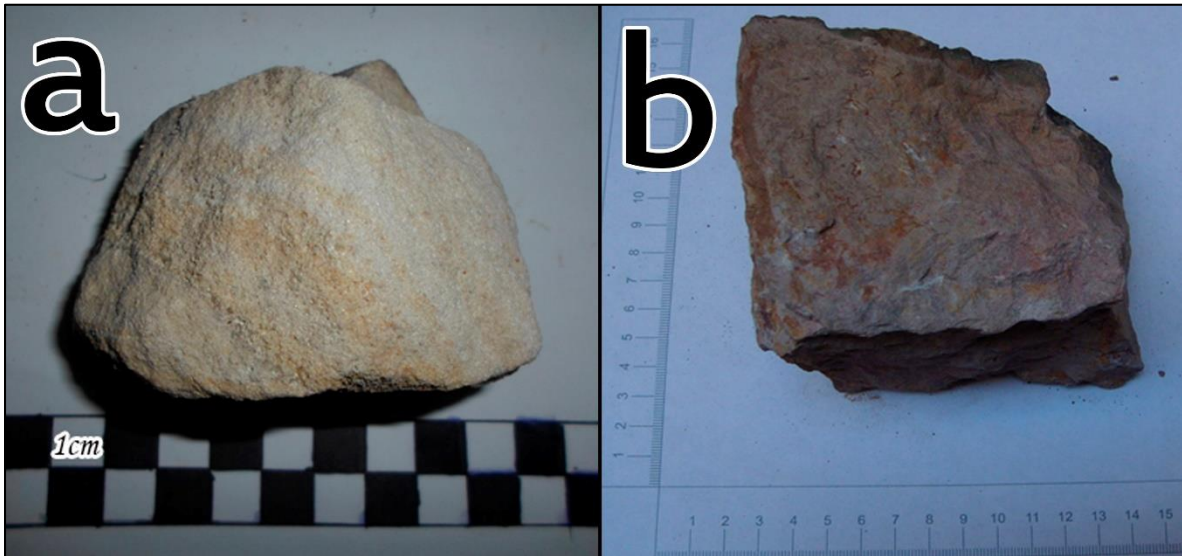


Figura 58. a) Arenita de grano fino. Muestra de mano Formación Lodolitas De Socha tomada de las coordenadas X: 1142693, Y: 1142521. b) Arcillolita. Muestra de mano tomada de las coordenadas X: 1151759, Y: 1143614.

El ambiente de depósito de acuerdo a la descripción de la litología corresponde a ríos anastomosados

8.2.2.12 Formación Picacho (Pgp) La Formación Picacho al norte de Paz De Río se encuentra con rumbo NE-SW y longitud aproximada de 8 Km desde la Falla Colacote pasando por el cerro El Picacho, la Vereda El Salitre, la Cuchilla De Sibaria y el Alto de Piragua. Al sur de la Falla Colacote la formación hace parte del Sinclinal De Betéitiva en sus dos flancos con rumbo NNE-SSW. La franja del flanco oeste se extiende por 7 Km hasta el sur de la Falla Sicuanoba (Figura 60) y está invertida ya que subrayace la Formación Concentración e infrayace la Formación Lodolitas De Socha, mientras que la franja del flanco este tiene 13 Km de longitud

y aflora hasta el límite sur del área de campo, pasando por el sector Peña Blanca (Figura 61,a). Además aflora formando el Sinclinal De Rondón al este del área de estudio.

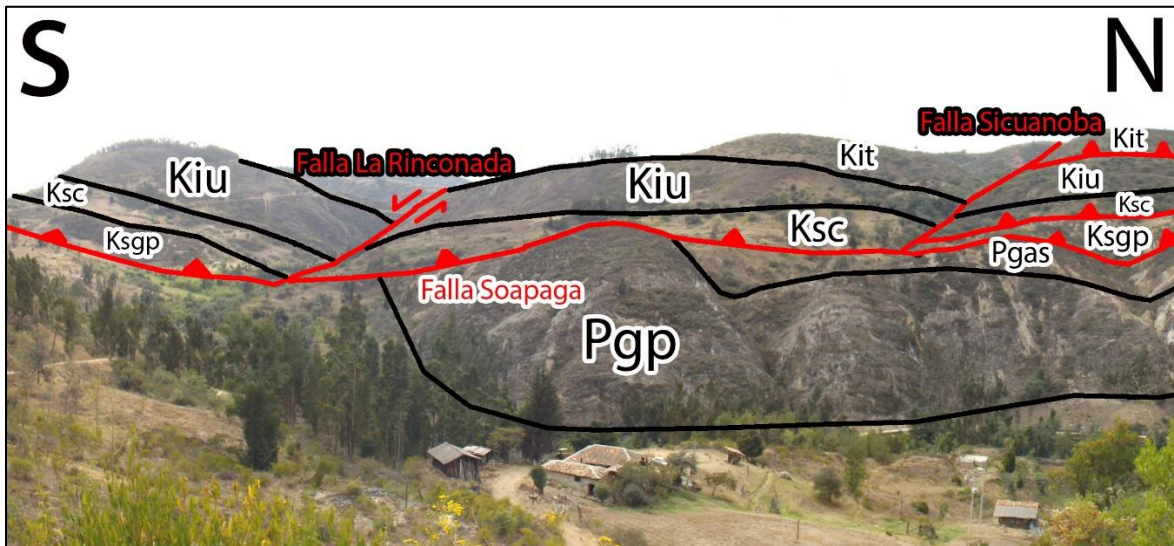


Figura 59. Formación Picacho al SW del municipio de Betétiva, donde es interrumpido por la Falla Soapaga. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1144880, Y: 1139567, Z: 2530m, Error: 3m.

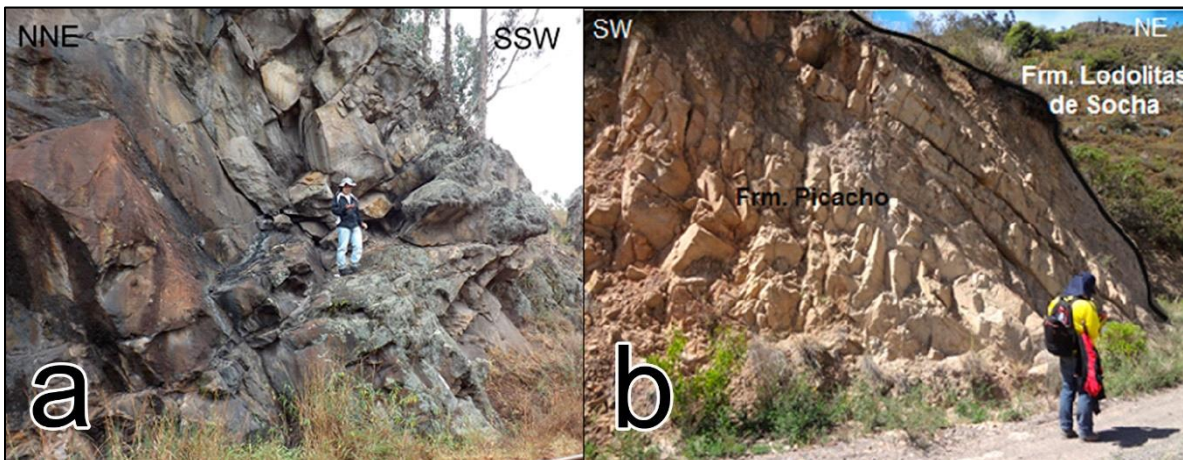


Figura 60. a) Formación Picacho en el sector Peña Blanca, por la carrilera. Coordenadas: X: 1143498, Y: 1139840, Z: 2356. b) Afloramiento donde se observa el contacto entre la Formación Picacho y la Formación Lodolitas de Socha. Imagen tomada en las coordenadas X: 1144509, Y: 1140576.

Esta formación está constituida hacia la base por niveles de espesores medios y geometría tabular de arenitas cuarzosas de grano muy fino sub redondeados, bien calibrado con presencia de ondulitas y estratificación cruzada (Figura 62,a). En la parte media de esta formación se observan capas tabulares de espesores gruesos de arenitas de grano fino (Figura 62, b) redondeados, con cemento silíceo, porosidad primaria con intercalaciones de capas tabulares de lodolitas (Figura 62, c) y shale; se observan estratificación plano paralela, estratificación cruzada tangencial y ondulitas. El tope la formación se caracteriza por presentar capas tabulares de espesores muy gruesos de arenitas conglomeráticas y conglomerados cuarzosos con estratificación cruzada, grano soportadas maduras (Figura 62, d), intercaladas con capas de espesor delgado de lodolitas con geometría tabular.

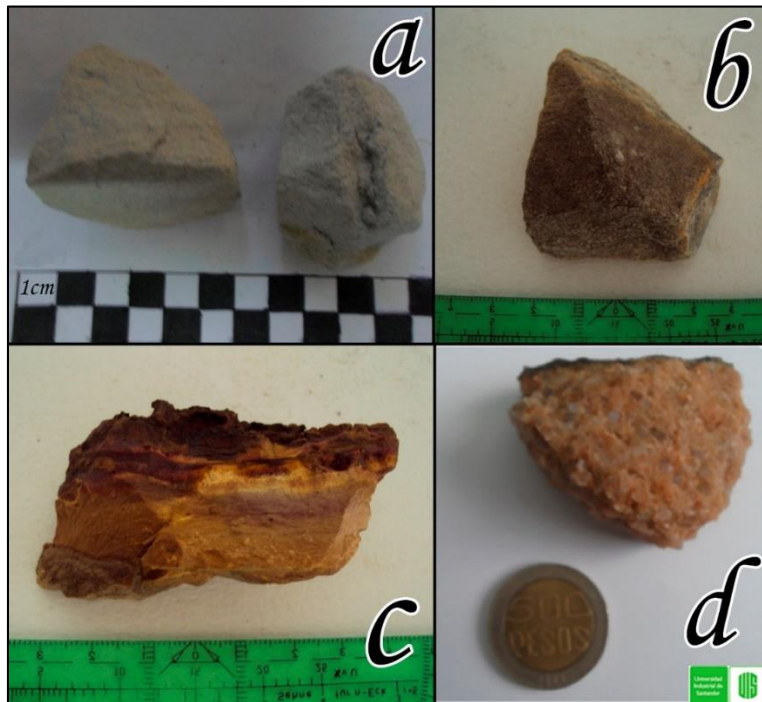


Figura 61. a) Arenita de grano muy fino. Muestra de mano de las coordenadas X: 1143397, Y: 1139824. b) Arenita de grano fino. Muestra de mano de las coordenadas X: 1145310, Y: 1154432. c) Lodolita. Muestra de mano de las coordenadas X: 1145321, Y: 1154126. d) Arerisca conglomeratica. Muestra de mano de las coordenadas X: 1143481, Y: 1139826.

La formación presenta principalmente capas con geometría acanalada, compuestas de sedimentos que varían desde arenas hasta gravas, las cuales presentan estratificación cruzada en artesa, lo que es evidencia de un ambiente fluvial de río trenzado.

8.2.2.13 Formación Concentración (Pgc) La Formación Concentración aflora al este de la zona donde hace parte del núcleo del Sinclinal De Rondón. También al norte y noroeste de Paz De Río (Figura 63) entre la Falla de Soapaga y la Falla Salitre con un espesor grande en el Sector De Carichana, Sector Alto De Tobaría, la Loma El Contenido y Parte de la Vereda El Salitre. Al sur de la Falla Colacote se encuentra como núcleo del Sinclinal De Betéitiva en una franja de 12 Km de longitud y rumbo N-S.

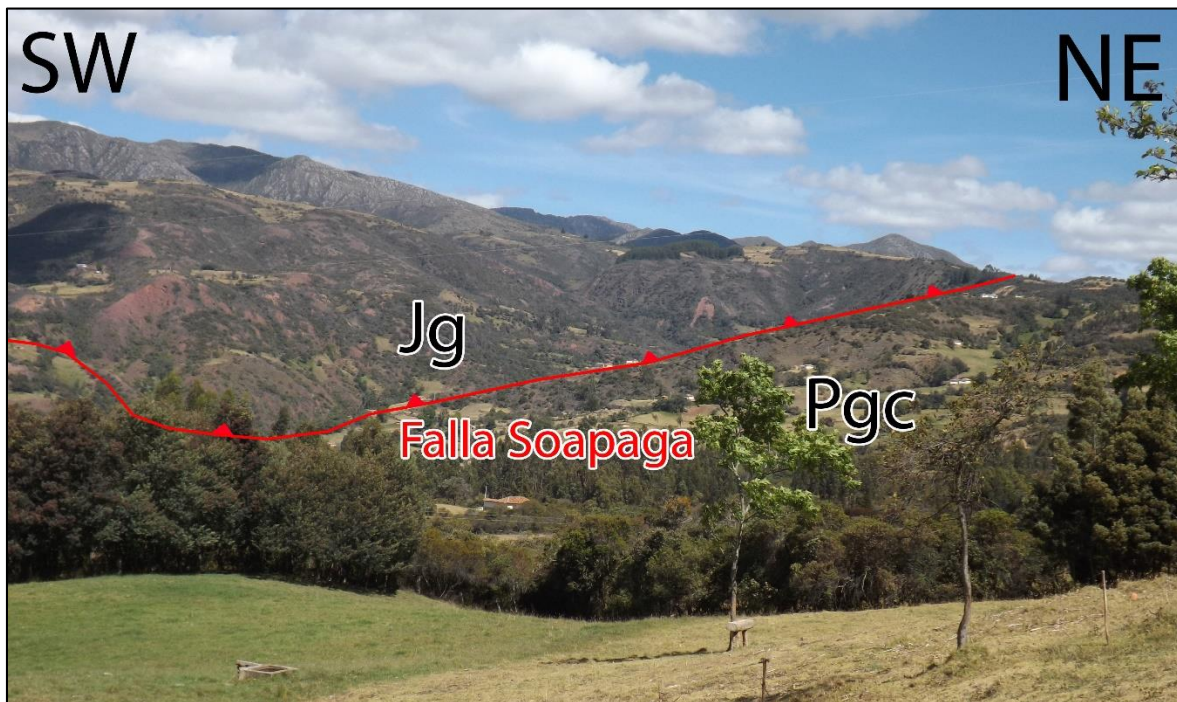


Figura 62. Formación Concentración al NNW del área, infrayaciendo en contacto fallado con la Formación Girón Imagen tomada en las coordenadas: X: 1160000, Y: 1149447, Z: 2930 m Error: 3m.

La base de esta formación se caracteriza por niveles de hierro oolítico, capas tabulares de espesores medios de arenita cuarzosa de grano fino friables de tonalidades amarillentas (Figura 64, a y b) con intercalaciones de capas delgadas de lodolitas grises, predominan los niveles duros, hacia el techo de la formación se observan niveles duros de arenitas de grano medio friables de espesores medios y gruesos (Figura 64, c) con intercalaciones de capas delgadas de lodolitas rojizas (Figura 64,d).

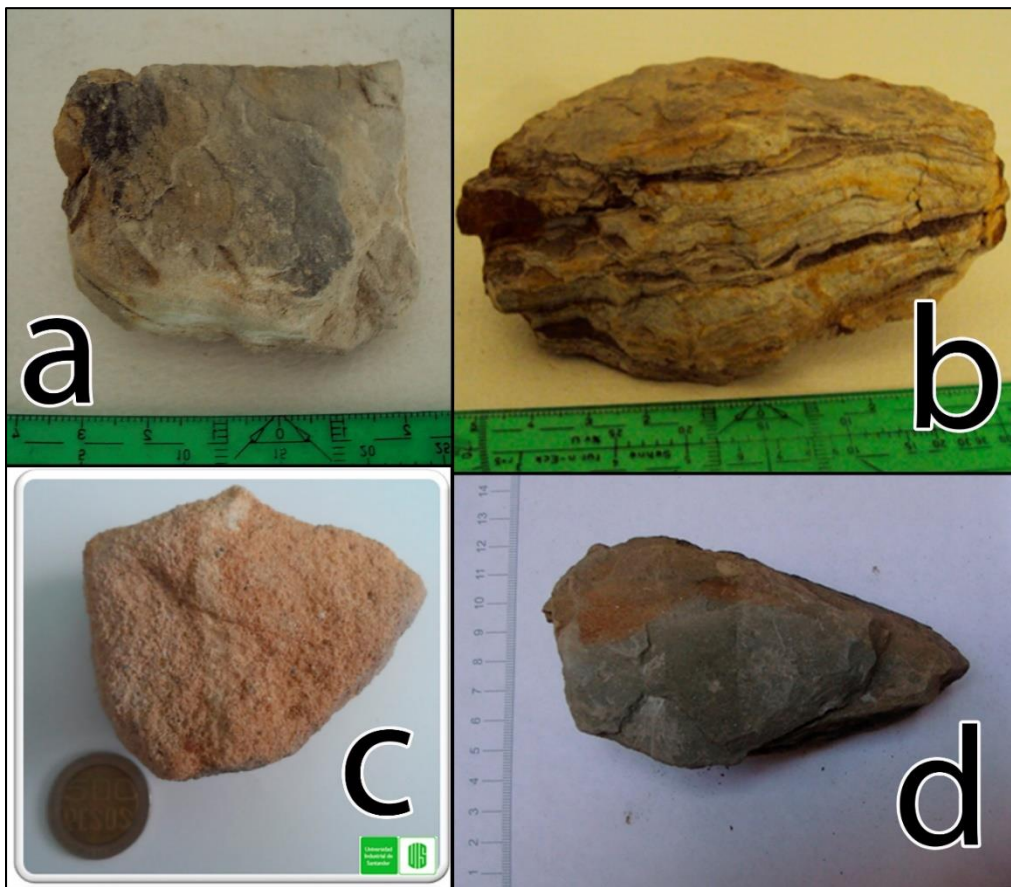


Figura 63. a) Arenita cuarzosa de grano fino friable de tonalidades amarillentas. Muestra de mano tomada de las coordenadas X: 1145310, Y: 1154432. b) Arenita cuarzosa de grano fino friable de tonalidades amarillentas. Muestra de mano tomada de las coordenadas X: 1145534, Y: 1154886. c) Arenitas de grano medio friables. Muestra tomada de las coordenadas X: 1144292, Y: 1140269. d) Lodolitas rojizas. Muestra tomada de las coordenadas X: 1156420, Y: 1144442.

8.2.2.14 Cuaternario Coluvial (Qc) Los podemos encontrar al oeste de Betéitiva, además Tasco está ubicado sobre este tipo de cuaternario (Figura 65), al norte y sur de la Quebrada El Volador, al sur de la Estación de Ferrocarril de Tasco, en el Sector de Carichana al oeste del Río Chicamocha, en la Vereda el salitre, al norte de la vía Socha cubriendo una parte de la Formación Guaduas y en la Falla La Carbonera.

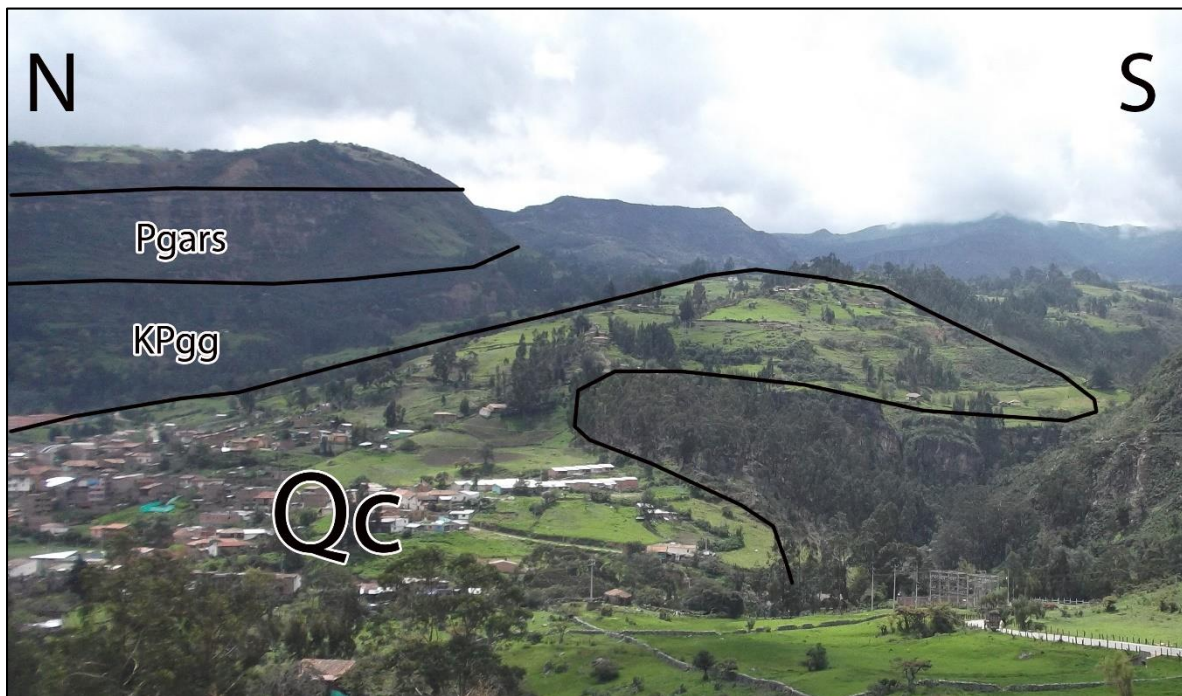


Figura 64. Cuaternario Coluvial donde se encuentra el municipio de Tasco. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1145056, Y: 1142826, Z: 2567.

8.2.2.15 Cuaternario Aluvial (Qal) Se evidencian en los costados del Río Chicamocha (Figura 67) y las quebradas principales del área. En la unión de la Quebrada Chicuzá con el Río Chicamocha y en Paz De Río con una extensión grande (Figura 66).

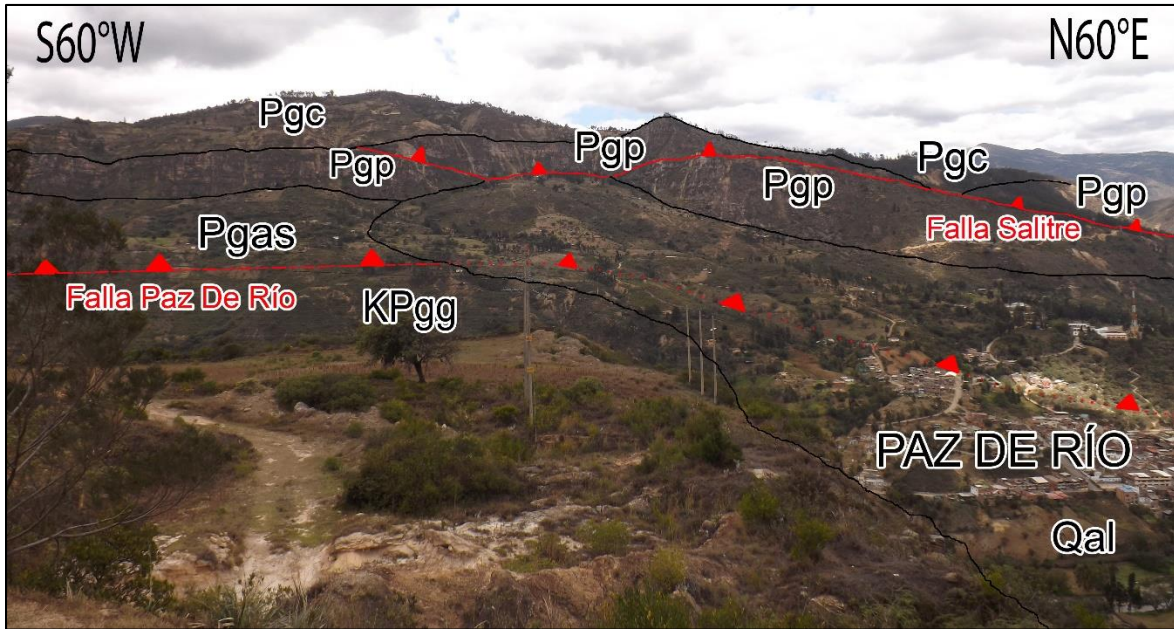


Figura 65. Cuaternario Aluvial en el municipio de Paz De Río. Imagen tomada en las coordenadas X: 1152832, Y: 1146904, Z: 2433m.



Figura 66. Cuaternario aluvial al margen del Río Chicamocha. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1143686, Y: 1140298.

8.3 Geología estructural

La zona de estudio abarca en su mayor extensión el bloque adyacente al este de la falla Soapaga comprendido por unidades del cretácico y paleógeno, y en menor medida el bloque colgante al oeste de la falla, que corresponde a unidades de edad Jurásica y Precámbrica. Las fallas cartografiadas se clasificaron basándose en las relaciones vistas en campo y en los datos estructurales recolectados, los cuales se presentan como una tabla en el Anexo F; en total son 407 datos estructurales que abarcan toda la zona.

8.3.1 Fallas

8.3.1.1 Falla Soapaga La falla de Soapaga está presente a lo largo de toda la zona de estudio, se extiende en sentido SW-NE al oeste del área, tiene una dirección N30E y buzamiento oeste con una inclinación promedio de 45°, su dinámica es principalmente Inversa con un movimiento en rumbo sinistral de menor magnitud. Sobre el bloque colgante de la falla la secuencia estratigráfica con rumbo NE-SW y buzamiento oeste se encuentra invertida, poniendo la Formación Girón de edad Jurásica o las Formaciones del Cretácico, sobre las unidades del paleógeno mientras que en el bloque adyacente la secuencia se conserva normal con rumbo NE-SW y buzamiento oeste. Al Noroccidente de la plancha, la falla pone en contacto rocas metamórficas pertenecientes a las Cataclasitas De Soapaga y la Formación Girón con la Formación concentración del Paleógeno (Figuras 68 y 69), al oeste de la zona y al sur de la falla Colacote, pone en contacto la Formación Girón con la Formación Arcillolitas de Socha (Figura 70); al este de la vereda Villa Franca, la falla pone en contacto rocas del Cretácico pertenecientes

a la Formación Une, Formación Chipaque, Formación Pleaners, Formación Los Pinos, Formación Labor Tierna con la Formación Arcillolitas de Socha del Paleógeno. Al suroccidente de la zona y al sur de la Falla La Rinconada, se da el contacto entre las rocas del cretácico superior, Formación Pleaners y Chipaque con la Formación Concentración (Figura 71).

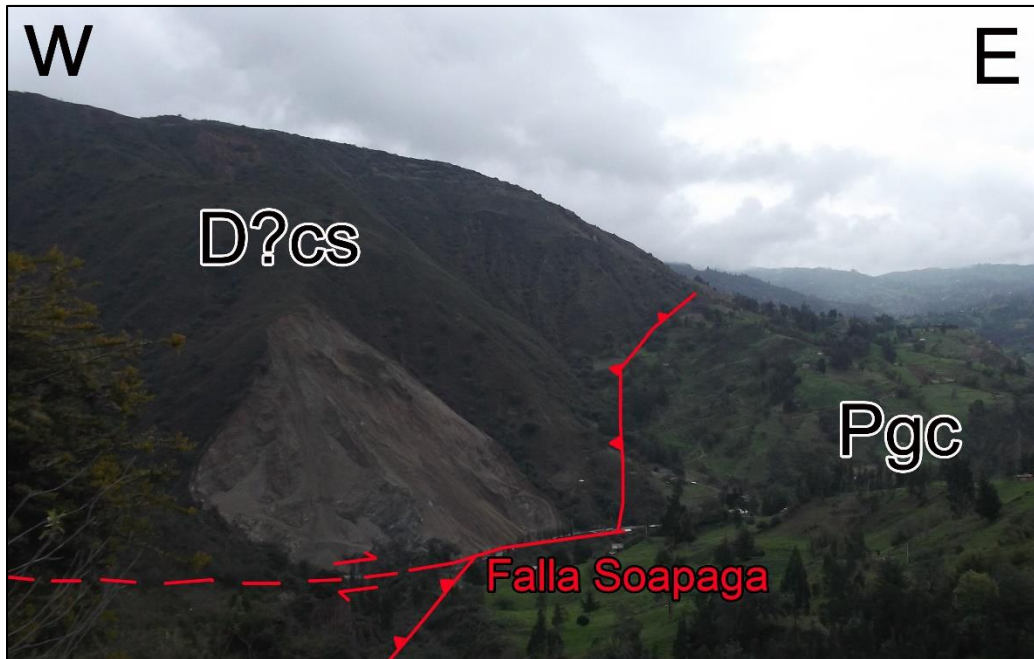


Figura 67. Falla Soapaga al NNW del área donde las Cataclasitas De Soapaga cabalgan sobre la Formación Concentración, en la vía Paz De Río – Belén. Imagen tomada desde las coordenadas X: 1157072, Y: 1144343, Z: 2588, error: 4 m.

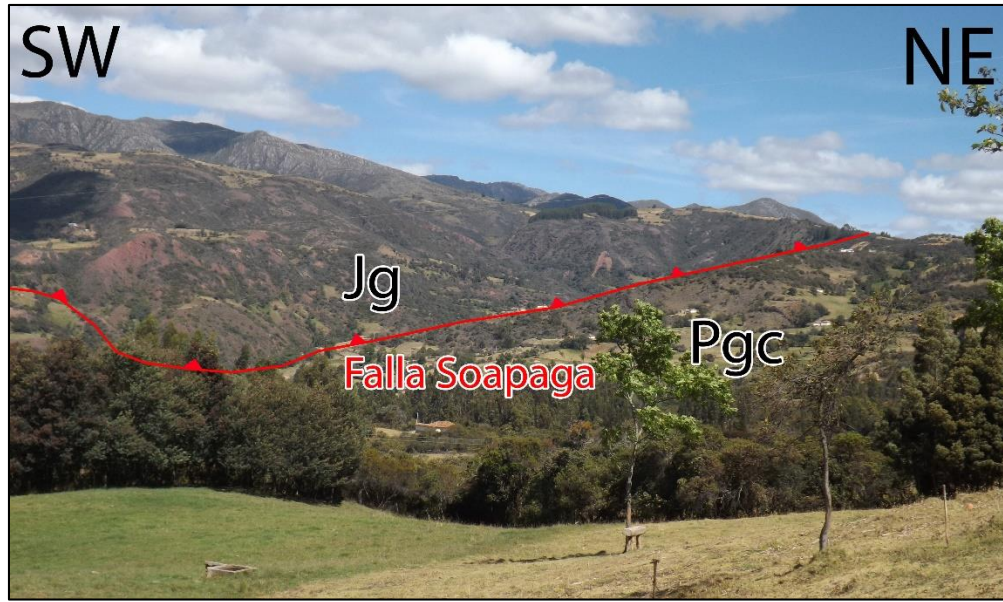


Figura 68. Falla Soapaga al NNW de Paz De Río, contacto entre la Formación Girón cabalgando sobre Formación Concentración. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1160000, Y: 1149447, Z: 2930 m Error: 3m



Figura 69. Falla de Soapaga poniendo en contacto la Formación Girón sobre la Formación Lodolitas De Socha. Imagen tomada en las coordenadas X: 1148584, Y:1140263, Z:2667.

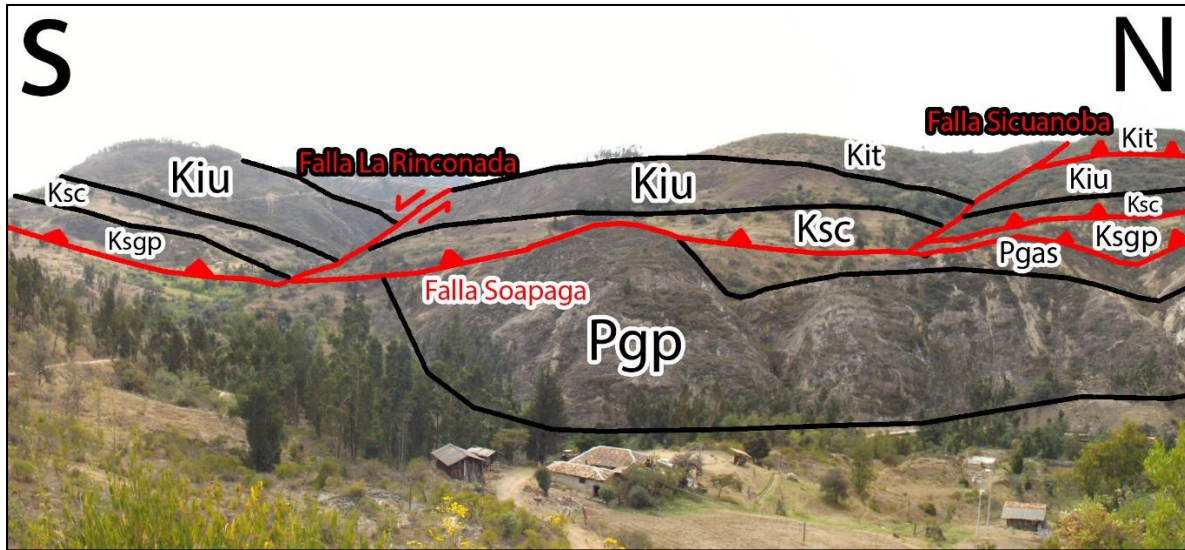


Figura 70. Falla Soapaga al SW de Betéitiva en contacto las formaciones del Cretácico, suprayaciendo las formaciones del Paleógeno. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1144880, Y: 1139567, Z: 2530m, Error: 3m.

El Trazo de la Falla de Soapaga se ve interrumpido repetidamente por fallas transversales locales y algunas de mayor magnitud; al noroccidente sobre la unidad metamórfica, a lo largo del río Soapaga, se observa un desplazamiento dextral entre el contacto de la Formación Concentración y la unidad Cataclasitas de Soapaga (Figura 68). Al oeste de la zona, se produce un desplazamiento dextral por influencia de la Falla Colacote y sinistral por acción de la falla Chicuzá y Villa Franca. Al sur occidente sobre las rocas del Cretácico, se observa un desplazamiento dextral por la continuación de la falla Cosgua así como saltos de pequeña magnitud ocasionados por las fallas locales Sicuanoba y La rinconada (Figura 71).

8.3.1.2 Falla Colacote. Se ubica al oeste del municipio de Paz de Rio controlando la quebrada Colacote (Figura 72), de la cual recibe su nombre, sobre el sector de Carichana. Es una falla de rumbo dextral que se propaga en dirección NW-SE y su trazo se extiende desde la Formación Girón al oeste y finaliza sobre la Formación Guaduas. Al sur, la falla corta de oeste a este la

Formación Girón, la Falla Soapaga, y el núcleo del Sinclinal de Betéitiva conformado por las formaciones Guaduas, Areniscas de Socha, Arcillolitas de Socha, Picacho y Concentración, a su vez la Falla de Soapaga pone en contacto la Formación Arcillolitas de Socha con la Formación Girón mientras que al norte el sinclinal desaparece y la Falla de Soapaga pone en contacto la Formación Girón con la Formación Concentración. La Falla Colacote genera un salto dextral de la falla Soapaga y Paz de Río, representa el límite norte del sinclinal de Betéitiva y el límite sur de la falla El Salitre. La falla continúa hacia el este, hasta el cuaternario aluvial que cubre la Formación Guaduas y la falla Paz de Río donde no es posible seguir su trazo.

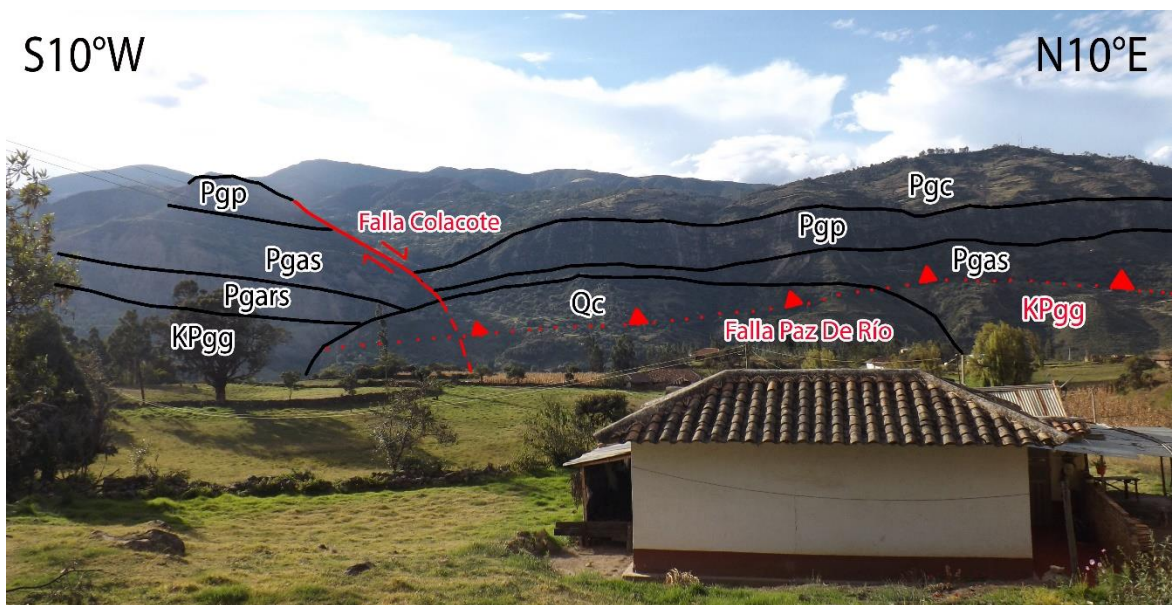


Figura 71. Falla Colacote al SW de Paz De Río. Desplazamiento dextral. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1151676, Y: 1146216, Z: 2484m Error: 3m.

8.3.1.3 Falla Chicuzá. Se ubica al sur de la falla Colacote, al oeste de la zona y al suroeste del municipio de Paz de Río, controlando el curso de la quebrada Chicuzá (Figura 74) de la cual recibe su nombre. Es una falla de rumbo sinistral con dirección NW-SE que afecta desde el límite occidental del área de estudio y se continua hasta las unidades del paleógeno que

conforman el sinclinal de rondón al este. La falla Chicuzá genera un desplazamiento sinistral sobre la Formación girón y el sinclinal de Betéitiva y produce saltos de varios metros de las fallas regionales de Soapaga y Paz de Rio (Figura 73). Es posible controlar la estructura hasta el flanco occidental del sinclinal de rondón, donde se observa su influencia cortando la Formación Socha inferior. Después de esto su trazo se hace difuso y no es posible hacer seguimiento a la estructura.

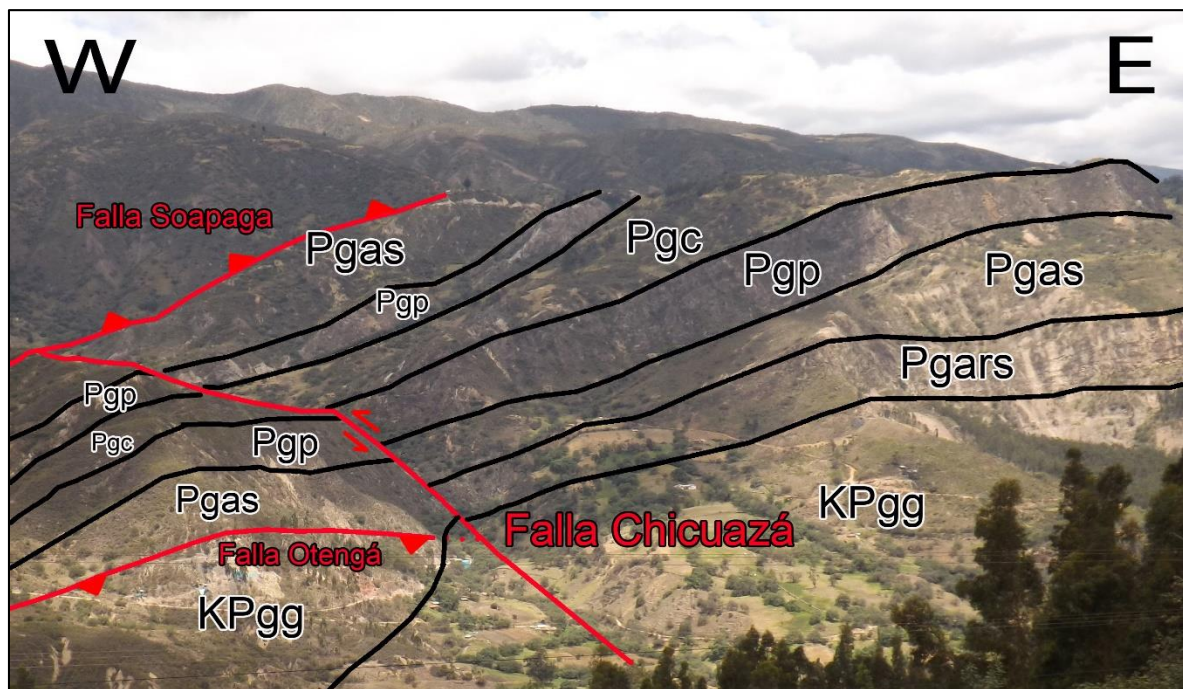


Figura 72. Falla Chicuzá mostrando un desplazamiento sinistral en las formaciones Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592m Error: 3m.

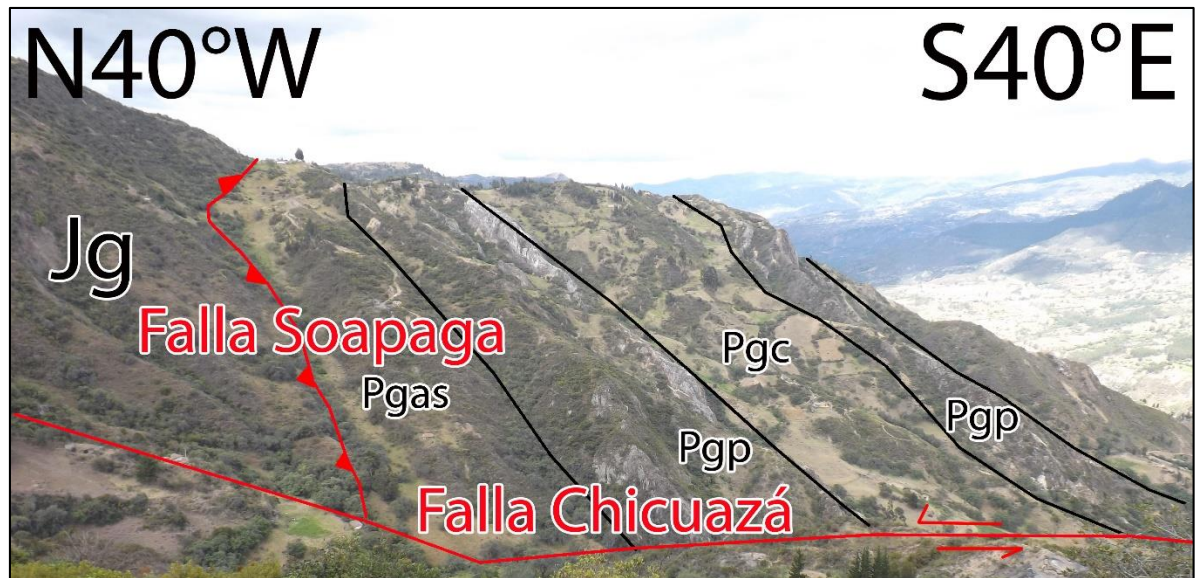


Figura 73. Quebrada Chicuazá controlada por la falla y cortando la Falla Soapaga. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1151031, Y: 1141699, Z: 2846m Error: 3m.

8.3.1.4 Falla Villa Franca. Ubicada al sur de la falla Chicuazá, sobre la vereda Villa Franca (Figura 75) y al oeste de la estación de Ferrocarril de Tasco. Es una falla de rumbo sinistral con dirección NW-SE (Figura 76) que se extiende desde el occidente de la zona cortando la Formación Girón y desplazando la falla de Soapaga, el sinclinal de Betétiva y la falla del Río Chicamocha (Falla Otengá), donde finaliza sobre el depósito Coluvial que cubre la zona aledaña a la estación de ferrocarril.

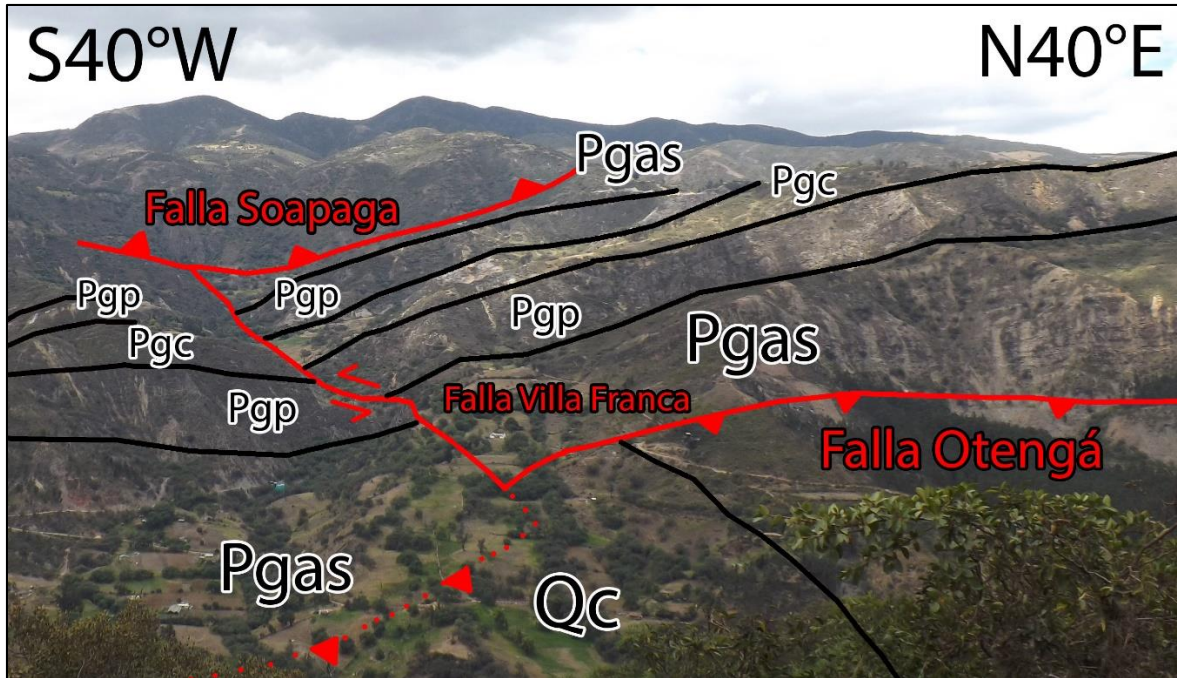


Figura 74. Falla Villa Franca con desplazamiento sinistral al norte de Betétiva y SW de Paz De Río. Imagen tomada en las coordenadas X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592.

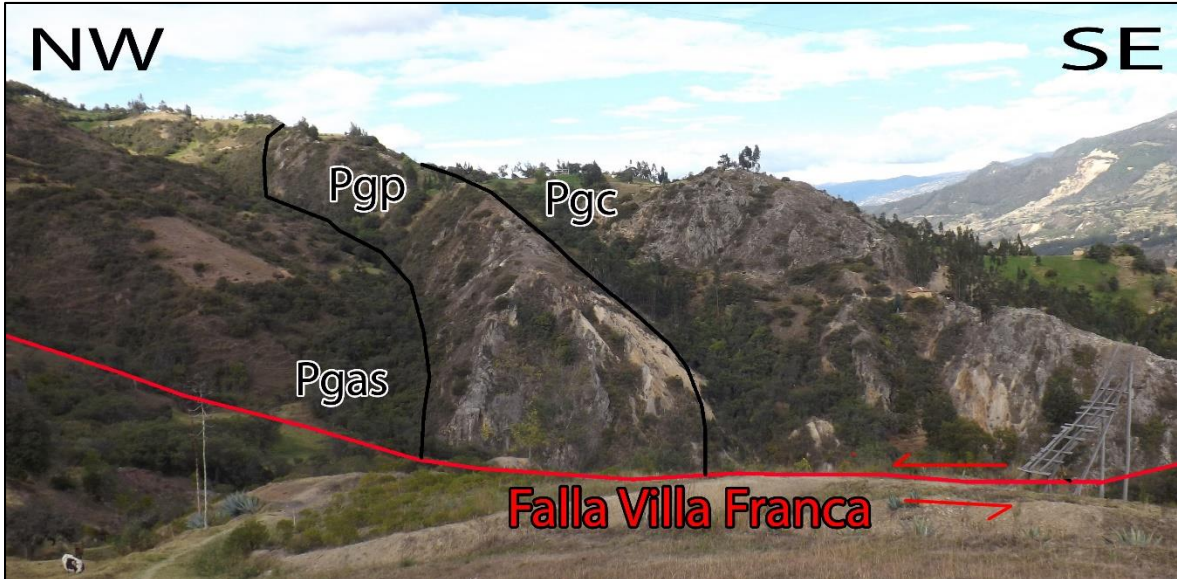


Figura 75. Falla Villa Franca controlando con rumbo NW – SE. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148584, Y: 1140263, Z: 2667m Error: 3m.

8.3.1.5 Falla Sicuanoba. Se ubica al oeste del municipio de Betéitiva, controlando la quebrada del mismo nombre, al sur del cerro Capellanía. Es una falla normal con dinámica dextral, tiene un rumbo NW-SE y buzamiento hacia el SW. Corta transversalmente la Formación Girón de edad jurásica y la Formación Tibasosa, Formación Une, Formación Chipaque y Formación Plaeners del Cretácico. La falla se propaga desde el oeste y finaliza sobre la falla de Soapaga (Figura 77).

8.3.1.6 Falla La Rinconada. Se localiza al sur de la falla Sicuanoba, sobre la vía que conduce de Betéitiva a Otengá (Figura 77). Es una falla normal con movimiento en rumbo sinistral, dirección NW-SE y buzamiento hacia el N. Afecta el bloque colgante de la falla Soapaga y las formaciones que lo componen: Formación Girón, Formación Tibasosa, Formación Une y Formación Chipaque. Es la falla más al sur de la serie de desplazamientos transversales que afecta el bloque colgante de la falla Soapaga. Marca el límite norte de la Formación Pinos que aflora entre el contacto de la Formación Concentración y la Falla Soapaga al suroeste de la zona cartografiada.

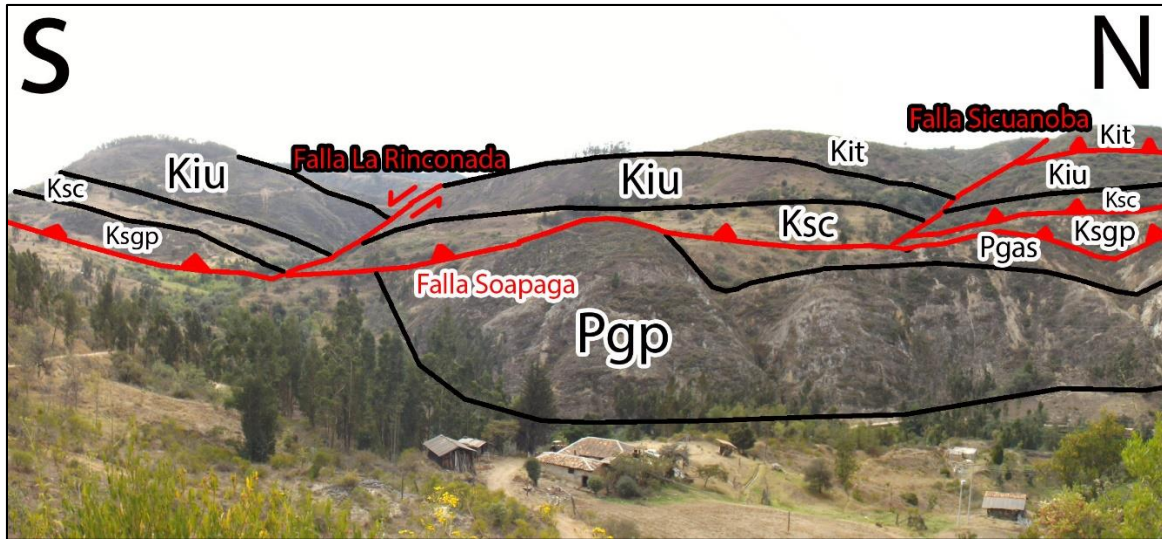


Figura 76. Falla Sicuanoba al oeste y Falla La Rinconada al SW del municipio de Betétiva. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1144880, Y: 1139567, Z: 2530m, Error: 3m.

8.3.1.7 Falla Salitre. Se ubica al Norte de la zona de estudio, su trazo es extenso e inicia al suroeste del municipio de Paz de Río (Figura 78) sobre la quebrada Colacote y continúa hacia el noreste controlando el curso del zanjón El Salitre, sobre la vereda El salitre del cual recibe su nombre, luego continua con el mismo rumbo hasta el límite norte de la zona de estudio. Es una falla inversa de alto ángulo con rumbo SW-NE, buzamiento NW y vergencia al este. Inicia desde la falla transversal Colacote, al suroeste de Paz de río, entre el contacto de las formaciones Concentración y Picacho hasta llegar a las mediaciones del cerro El Picacho al oeste del municipio de Paz de Río donde se desvía cortando y repitiendo la Formación Picacho (Figuras 78 Y 79) y Arcillolitas de Socha sobre el valle del río Soapaga al Norte de Paz de Río. Posterior a esto continúa por el zanjón El Salitre sobre la Formación Concentración repitiéndola y aumentando su espesor hasta los límites septentrionales del área.

El trazo norte de la falla ha sido inferido debido a la escasa información adquirida, por lo que se ha continuado con el mismo rumbo que traía desde el sur, donde fue posible controlarla en campo.

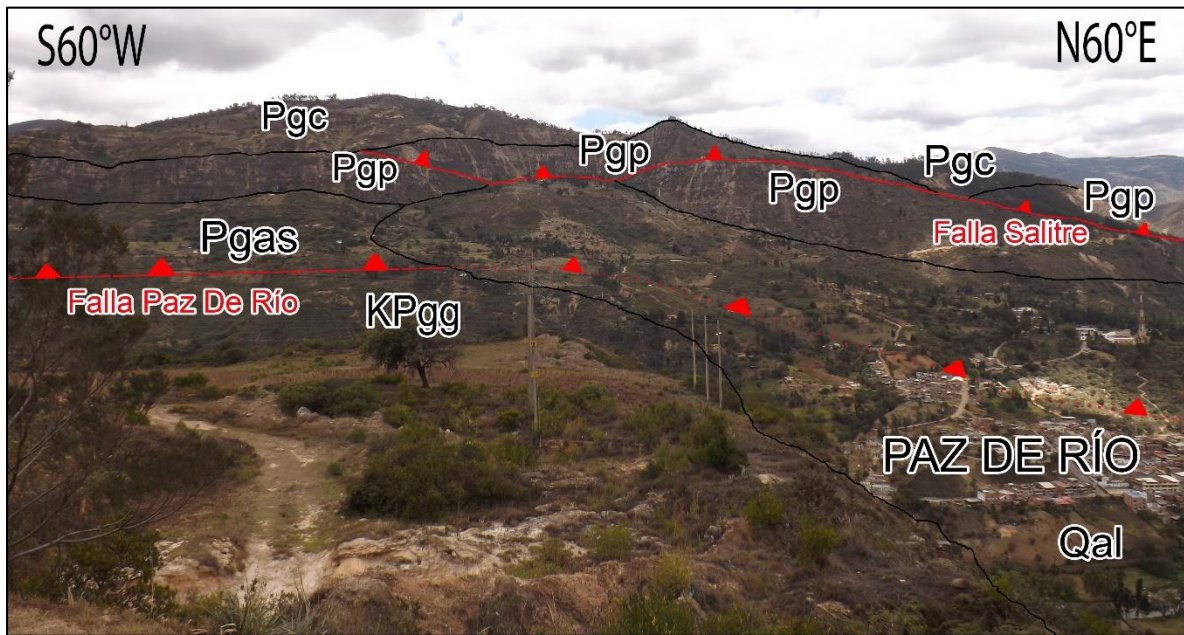


Figura 77. Falla Salitre repitiendo la Formación Picacho. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1152832, Y: 1146904, Z: 2433m, Error: 4m.

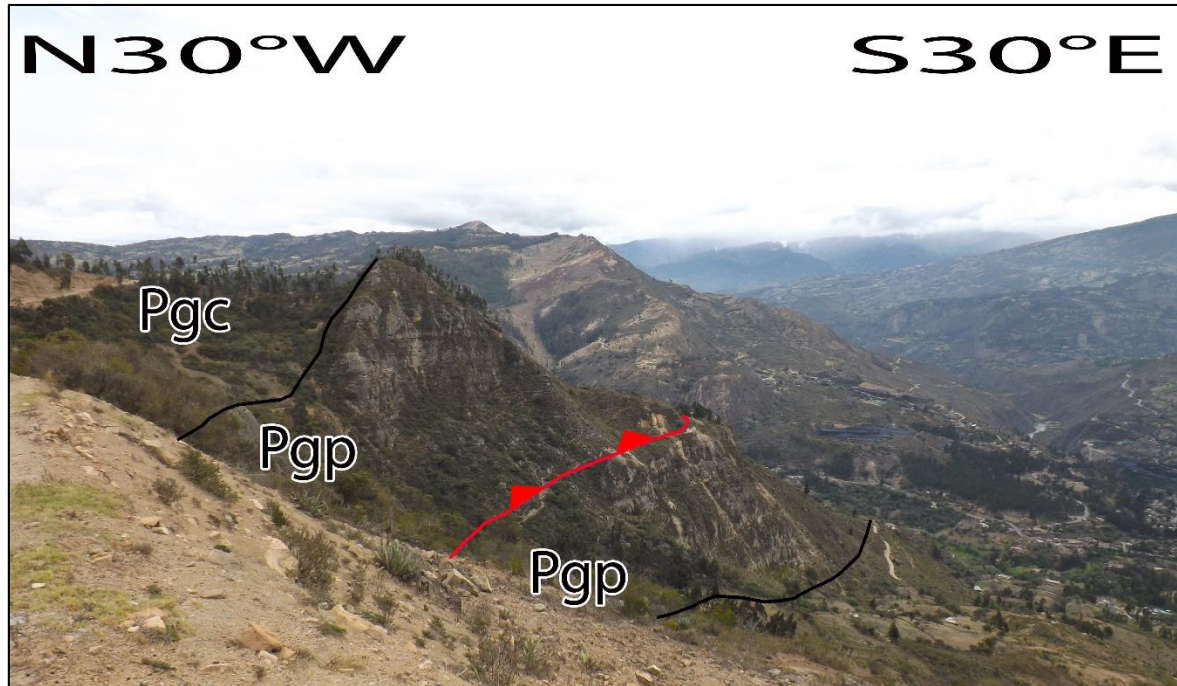


Figura 78. Cabalgamiento de la Falla Salitre que repite la Formación Picacho. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1154362, Y: 1145278, Z: 2815m, Error: 3m.

8.3.1.8 Falla La Carbonera. Falla localizada al noreste de la zona donde corta transversalmente las unidades y estructuras, avanza desde la falla Salitre por el Alto Piragua y atraviesa el cañón del Río Chicamocha hasta el límite oriental del área. Es una falla de rumbo sinistral con dirección SE-NW que corta el Anticlinal El Pozo transversalmente (Figura 80) segmentando la estructura en dos bloques, continua hacia el noroeste generando un desplazamiento sobre la falla Paz de Río y las unidades el paleógeno; sobre el Alto Piragua se infiere el trazo de la falla dada la escasa información obtenida en la zona hasta llegar a la falla Colacote donde finaliza.

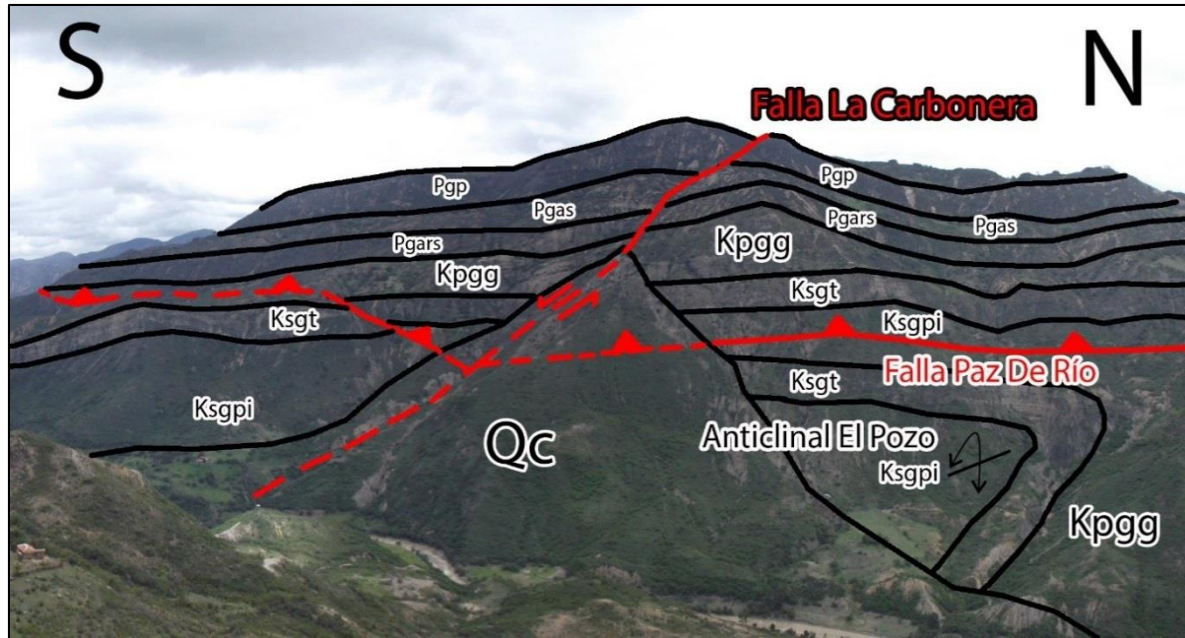


Figura 79. Falla La Carbonera al noreste del área. Al oeste del Río Chicamocha, cortando el Anticlinal El Pozo. Panorámica tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817.

8.3.1.9 Falla La Chiviatera. Falla ubicada al noreste de la zona y al sur de la Falla La Carbonera, entre el sinclinal El bailadero de las brujas al oeste y el anticlinal El Pozo al este. Es una falla inversa sinistral con rumbo SW-NE, buzamiento al SE y vergencia al W. El trazo sur de la falla corta la Formación Guaduas correspondiente al flanco este del Anticlinal de la Chapa; al sur del Anticlinal El Pozo sobre el cañón del Río Chicamocha repite las unidades del Cretácico y continua hacia el norte por la Formación Guaduas hasta el trazo de la Falla de Paz de Río donde finaliza.

8.3.1.10 Falla La Cascada. Se ubica al noreste de la zona, al oeste de la falla La Chiviatera y al sur del Sinclinal El Bailadero de las Brujas sobre el cañón del Río Chicamocha (Figura 81). Es una falla local de poca longitud con cinemática inversa dextral que se extiende en dirección SE-NW con buzamiento hacia el NE. Está limitada al SE por la falla La Chiviatera y al NW por

la Falla Paz de Río, afecta la Formación Guaduas y el contacto entre la Formación Los pinos y la Formación Labor Tierna que corresponden al límite sur del Sinclinal el Bailadero de las Brujas.

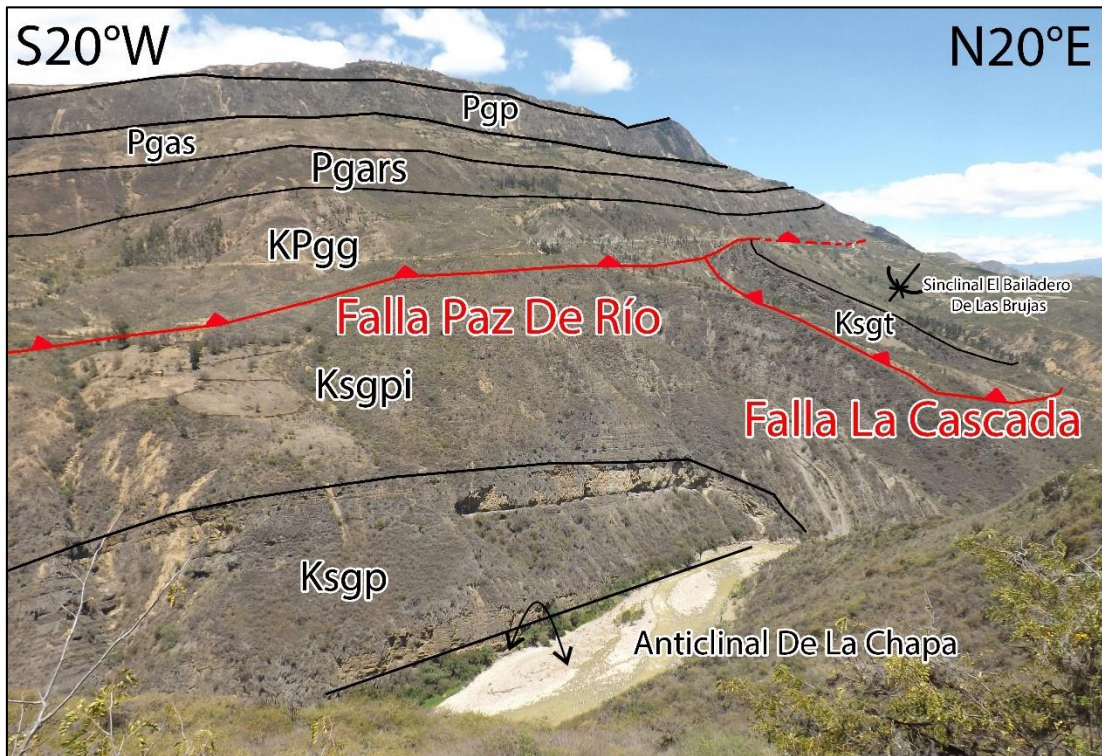


Figura 80. Falla La Cascada al sur del Sinclinal Bailadero De Las Brujas. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m

8.3.1.11 Falla Paz De Río. Se ubica al norte de la zona, se extiende en dirección NE desde el trazo de la falla Colacote hasta el límite norte del área de estudio. Es una falla inversa inferida de bajo ángulo con dirección SW-NE y vergencia al E. Entre el municipio de Paz de Río y la falla Colacote la Formación Arenitas De Socha desaparece bajo la estructura, que pone en contacto fallado la Formación Lodolitas De Socha y la Formación Guaduas (FiguraS 82 y 85). Al norte de Paz de Río, interrumpe el flanco occidental del anticlinal de la Chapa y pone en contacto fallado la Formación Guaduas con la Formación Los Pinos (Figura 83) hasta llegar al sinclinal el

Bailadero de las Brujas. La falla continua por la Formación Guaduas, repitiéndola y aumentando su espesor en planta hasta cortar las unidades del flanco Occidental del Anticlinal El Pozo, donde se repite la secuencia montando la Formación Pinos sobre Guaduas (Figura 84). La vergencia y cinemática de la falla son inferidas, esto se debe a que el trazo de la estructura se encuentra entre Formaciones no competentes y no es posible encontrar un plano de falla que permita identificar y clasificar la estructura.

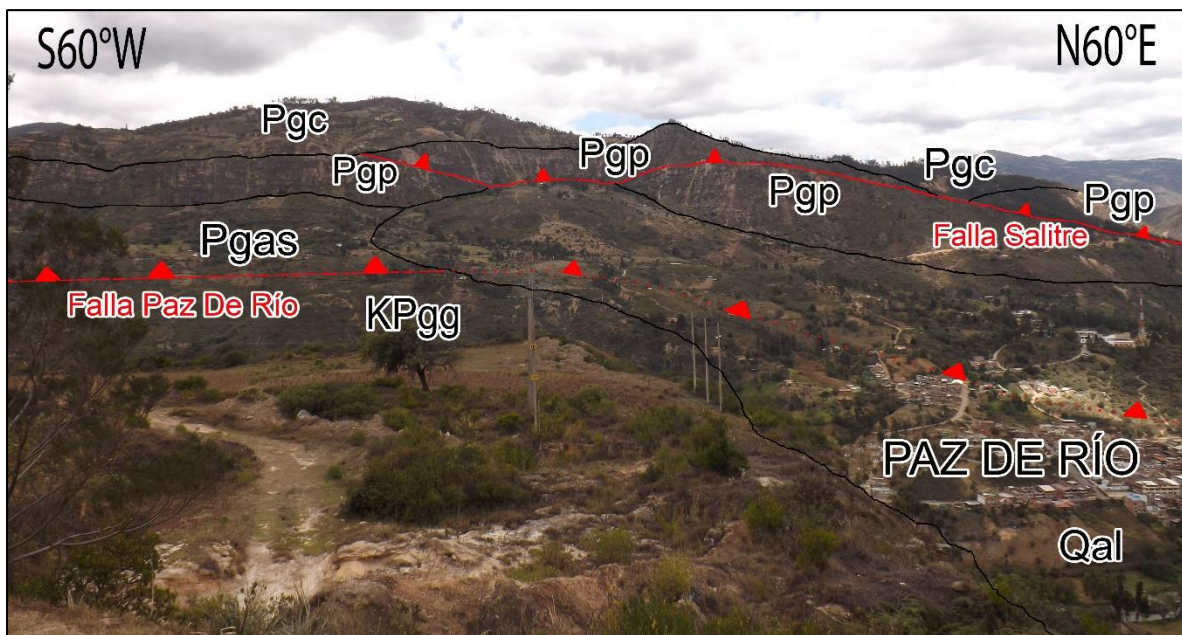


Figura 81. Falla Paz De Río, contacto entre la Formación Lodolitas De Socha y la Formación Guaduas Imagen tomada en las coordenadas: X: 1152832, Y: 1146904, Z: 2433m, Error: 4m.

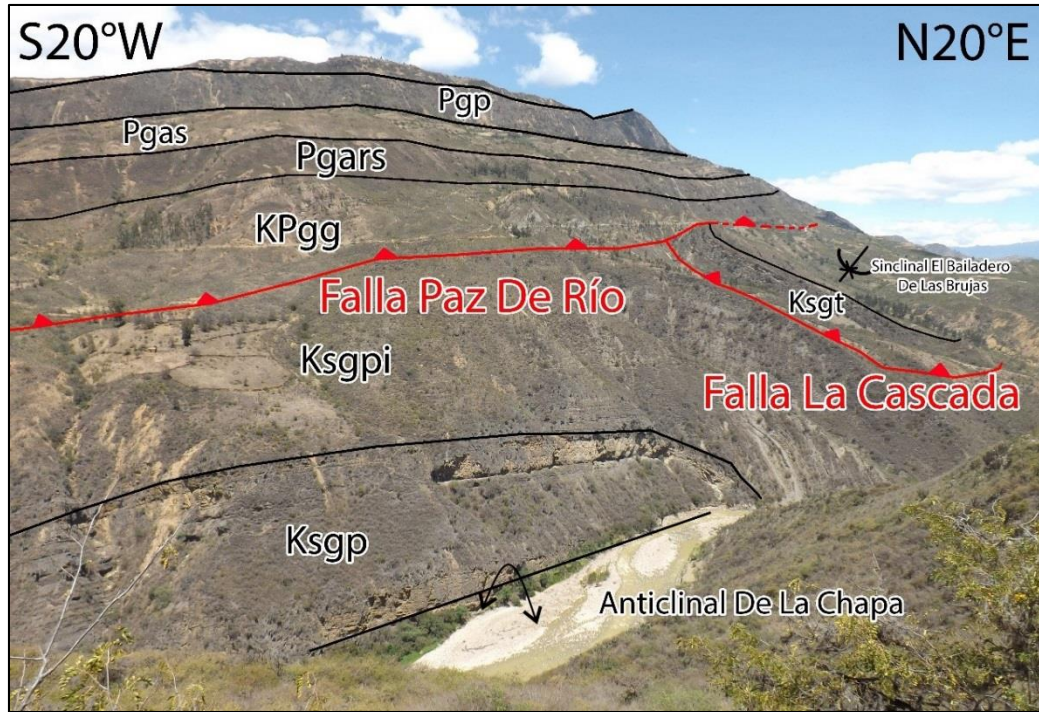


Figura 82. Contacto fallado (Falla Paz De Río) entre la Formación Guaduas y la Formación Los Pinos. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m

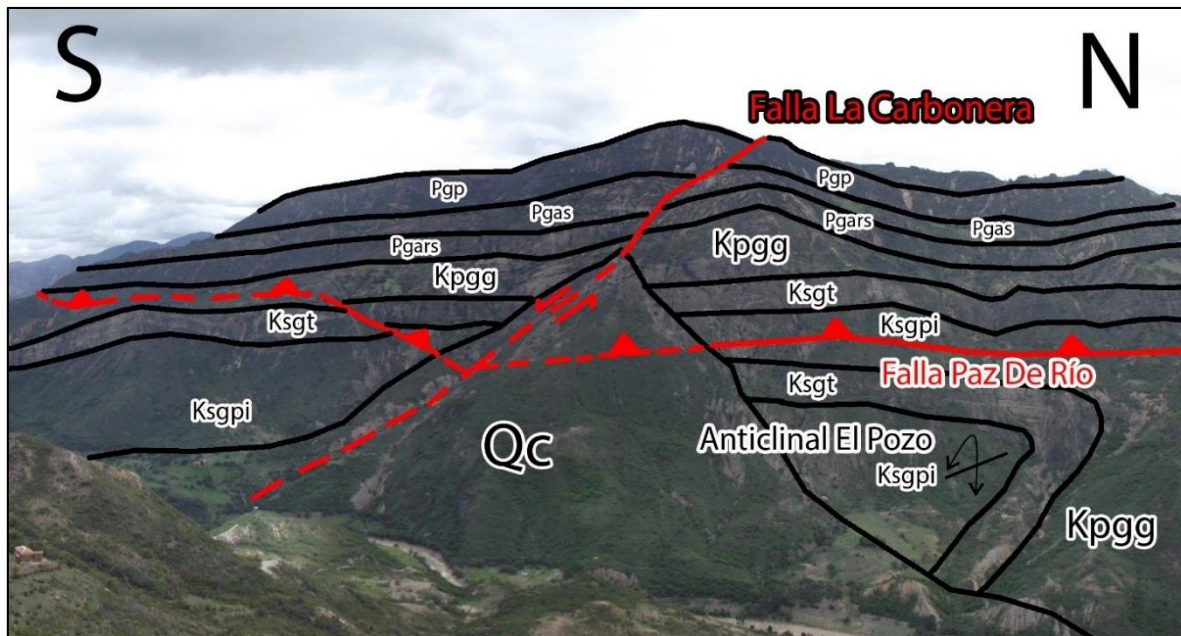


Figura 83. Falla Paz De Río cortando las unidades del flanco Occidental del Anticlinal El Pozo. Panorámica tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817.

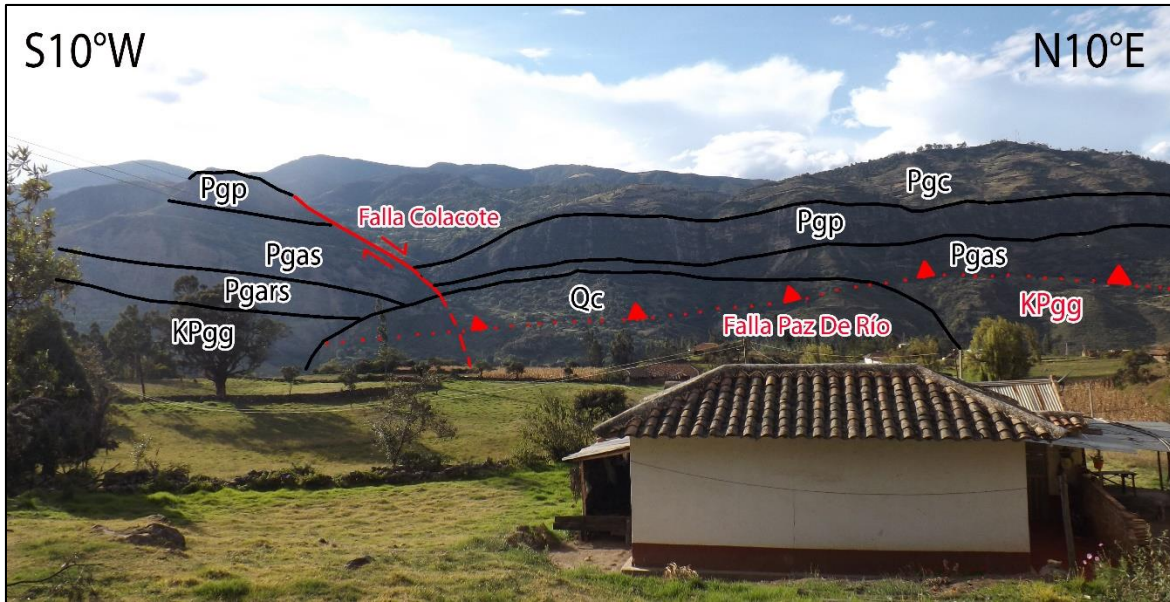


Figura 84. Límite sur de la Falla Paz De Río que marca el contacto entre la Formación Arcillolitas De Socha y la Formación Guaduas Imagen tomada en las coordenadas: X: 1151676, Y: 1146216, Z: 2484m Error: 3m.

8.3.1.12 Falla Otengá. Esta falla se localiza al este del municipio de Betétiva siguiendo el curso del Río Chicamocha. Es una falla Inversa con rumbo SW-NE, buzamiento al este y vergencia al oeste. El límite sur corresponde al trazo de la Falla Peña Blanca, al sur del municipio de Betétiva donde se genera una serie de pequeños cabalgamientos en forma de cuña con vergencia oeste por la convergencia de tres fallas: Otengá, Peña Blanca y El Volcán, encerrando las formaciones Pinos y Pleaners que afloran invertidas a causa de los cabalgamientos. Continúa hacia el norte por el valle del Río Chicamocha y a través del límite norte del Cerro Taur donde se da un salto dextral por la influencia de la falla de Cosgua; pone en contacto la Formación Guaduas al oeste (bloque adyacente), con la Formación Chipaque que constituye el núcleo del Anticlinal de San Antonio al oeste (bloque colgante) el cual finaliza sobre el trazo de la falla de Otengá al norte de la curva de Cosgua sobre la estación de ferrocarril de Tasco, donde la falla se ve desplazada sinistralmente por la Falla Villa Franca y continua

hacia el norte cabalgando la Formación Guaduas sobre Arenitas De Socha, la cual desaparece quedando en contacto fallado la Formación Lodolitas De Socha con la Formación Guaduas, esto continua hasta la falla Chicuzá que corresponde el límite norte de la falla Otengá (Figura 86).

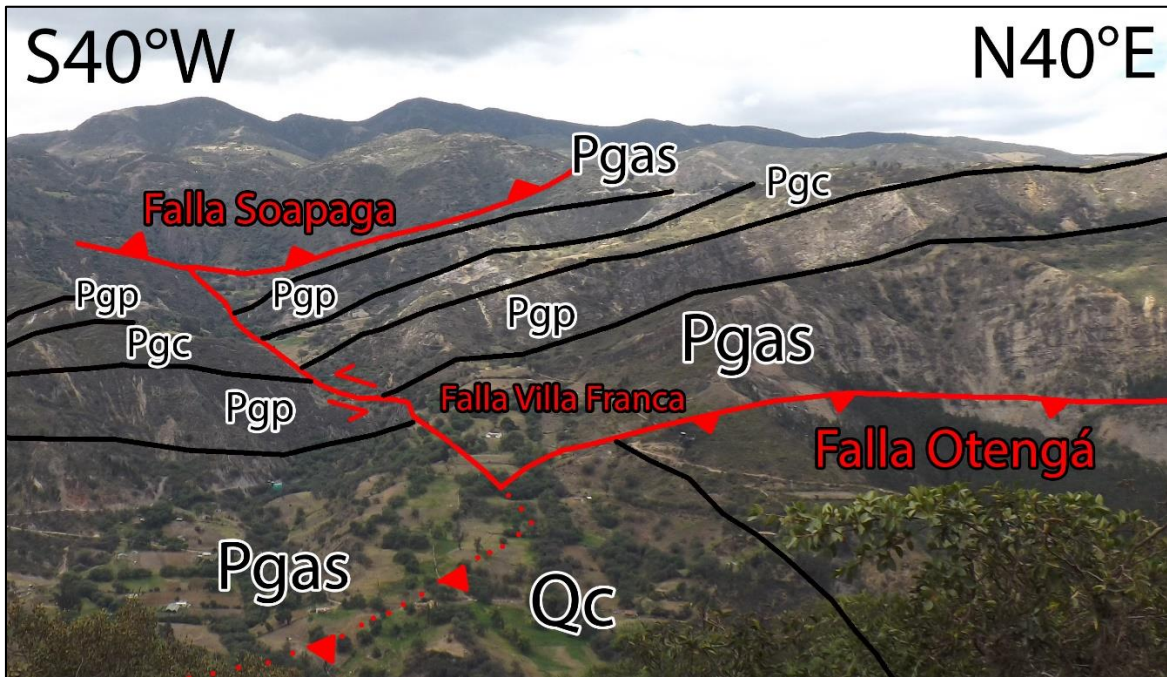


Figura 85. Falla Otengá desplazada sinistralmente por la Falla Villa Franca. Imagen tomada en las coordenadas X: 1148710, Y: 1143955, Z: 2592.

8.3.1.13 Falla Peña Blanca. Ubicada al sur del municipio de Betéitiva corresponde a la continuación de la falla de Otengá hacia el sur. Es una falla de rumbo sinistral con dirección SW-NE que se desprende de la falla de Soapaga al oeste y afecta las formaciones del paleógeno que a su vez conforman el sinclinal de Betéitiva para luego continuar hacia el este hasta converger con la falla de Otengá y El Volcán. La falla Peña Blanca junto con las fallas Otengá y el Volcán, dan lugar a la Formación de un abanico imbricado que en planta aflora en forma de cuña, donde se pueden observar invertidas las formaciones Pinos y Planers. El trazo de la falla se infiere al oeste y se prolonga con el mismo rumbo hasta la falla de Soapaga.

8.3.1.14 Falla Cosgua. Se localiza sobre el curso del Río Chicamocha en la curva de Cosgua (Figura 87) al noreste del municipio de Betétiva y al sur de la Loma de Cosgua. Es una falla de rumbo dextral con dirección SWW-NEE que atraviesa la Formación Guaduas y las unidades del paleógeno que constituyen el sinclinal de Betétiva. Limita al este con las unidades del cretácico correspondientes al anticlinal de San Antonio y la falla del Río Chicamocha que es desplazada dextralmente por la influencia de la Falla Cosgua; al oeste se adentra sobre la Formación Concentración. Los límites este y oeste de la falla se infieren por rasgos geomorfológicos y se proyecta la falla relacionándola con estructuras de igual cinemática, aunque no haya sido posible comprobar esto dada la complejidad de la zona y la escasa evidencia; solo a lo largo del río Chicamocha sobre la curva de Cosgua se identifica claramente la estructura y su dinámica; con un notorio desplazamiento de varios metros de las unidades en cada margen del Río.

8.3.1.15 Falla Tahir. Se ubica al oeste del municipio de Tasco, a lo largo de la loma el Tahir, que se encuentra entre los municipios de Tasco y Betétiva. Es una falla inversa con dirección SSE-NNW, buzamiento al este y vergencia oeste. Afecta el flanco este del anticlinal de San Antonio repitiendo las formaciones Pinos y Labor Tierna. El plano de falla se sitúa a lo largo del techo de la Formación Labor Tierna, que corresponde al bloque adyacente y sobre esta, en el bloque colgante, la Formación Los Pinos y la Formación Labor Tierna que se repiten por la influencia de la falla. La estructura finaliza al norte en las inmediaciones de la curva de Cosgua donde termina la loma el Tahir, sobre la quebrada El Volador afluente del Río Chicamocha (Figura 87); continua hacia el sur por el techo de la Formación Labor Tierna hasta el Alto de María donde sufre un salto de falla dextral, continua por el contacto entre las formaciones Labor

Tierna y Guaduas hasta llegar al límite sur que se da sobre la continuación de la falla El Volcán, al sur de Tasco.

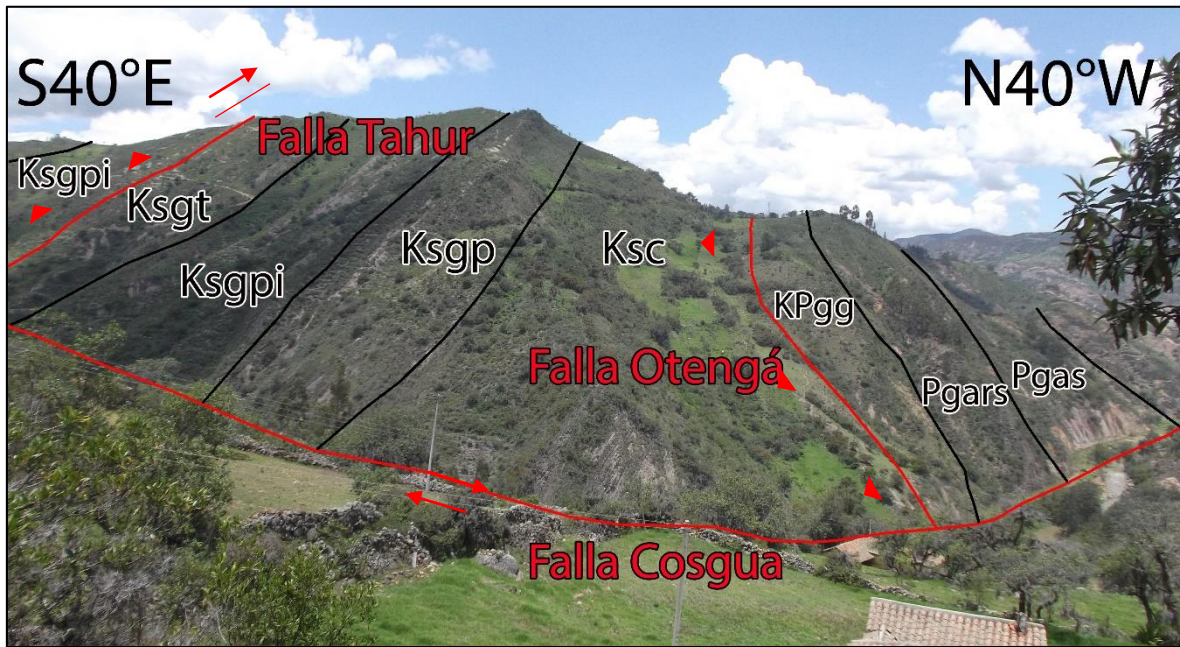


Figura 86. Cerro Tahir al este del Río Chicamocha, donde se observan la Falla Cosgua, la Falla Tahir y la Falla Otengá. Imagen tomada en las coordenadas: X: 1148034, Y: 1142772, Z: 2443.

8.3.1.16 Falla Tasco. Ubicada al sureste de la zona de estudio, se extiende desde el noreste del municipio de Tasco, hasta el límite sur del área de estudio. Es una inversa dextral con dirección NE-SW y buzamiento al suroeste. Al norte afecta las unidades del paleógeno que corresponden al sinclinal de Rondón, continua hacia el suroeste por el municipio de Tasco donde saca a superficie la Formación Labor Tierna del cretácico, montándola sobre la Formación Guaduas. Esto se observa al sur de Tasco sobre el escarpe de la virgen en la vía que conduce de Tasco a Corrales. Continua en dirección suroeste hasta chocar con el flanco este del anticlinal de San Antonio en el cerro Tahir, desplazando dextralmente la Formación Labor Tierna y repitiendo la Formación Pinos, continua de esta forma hacia el sur hasta la falla Buntía donde

sufre un salto dextral y continua por el contacto entre Labor Tierna y Pinos, donde luego se adentra nuevamente sobre la Formación Pinos repitiéndola y aumentando su espesor.

8.3.1.17 Falla Buntía. Se ubica al sur de la zona y del cerro Tahir. Es una falla de rumbo dextral con dirección NEE-SWW. Se extiende desde el trazo de la falla de Soapaga sobre la quebrada Buntía y continua hacia el este atravesando y desplazando las unidades del paleógeno y el anticlinal de San Antonio, extendiéndose hasta el límite este de la zona de estudio. La falla divide el anticlinal de San Antonio en dos bloques: Norte y Sur, donde el bloque norte se encuentra más levantado, aflorando la Formación Chipaque como el núcleo de la estructura mientras que al sur de la falla no alcanza a salir a superficie la Formación Chipaque, y en cambio el núcleo del anticlinal corresponde a la Formación Pinos.

8.3.3.18 Falla Canelas. Ubicada al sur de la zona de estudio, controla la quebrada Canelas al este de la Loma Buena Vista. Es una falla sinistral normal con rumbo NW-SE y buzamiento al suroeste. Afecta las unidades del paleógeno y cretácico que conforman el flanco oeste y núcleo del anticlinal de San Antonio. Limita al norte con la continuación de la Falla de rumbo Buntía sobre la Formación concentración, continua hacia el sureste cortando la Formación picacho que se desplaza dextralmente debido a la influencia de una falla inversa local ubicada dentro de Socha Superior con rumbo NE y buzamiento al oeste. Luego de esta falla, continua en dirección suroeste a través de las unidades hasta llegar al límite sur de la zona sobre la Formación Pinos correspondiente al núcleo del anticlinal. La secuencia al norte de la falla se encuentra invertida, las unidades tienen un buzamiento preferencial hacia el este y una alta inclinación que varía de

70° a 80° mientras que al sur, las unidades del paleógeno se inclinan a 60° en dirección oeste y la secuencia estratigráfica es normal.

8.3.2 Pliegues

8.3.2.1 Anticlinal El Pozo Se encuentra al noreste del área de estudio sobre el valle del río Chicamocha, la estructura se extiende desde el norte del anticlinal de la Chapa al este del sinclinal El Bailadero de las Brujas y finaliza al norte de la falla La Carbonera en el límite superior del área de estudio. Es un pliegue asimétrico tiene una dirección que varía por la influencia de la falla “La Carbonera” de N34°E a N12°E, vergencia general de 76° al W y una extensión de 6 Km; el flanco oriental se inclina 28° al este y el flanco occidental se inclina a 74° en dirección oeste. Erodado por acción del río, su núcleo lo constituye la Formación Pleaners que aflora al sur de la falla carbonera en una pequeña franja sobre el cañón del Chicamocha, y sus flancos se conforman por las unidades del cretácico superior. Se observa un replegamiento suave sobre las unidades Formación Labor Tierna y Formación Los Pinos que conforman los flancos de la estructura. La influencia de la Falla La Carbonera divide la estructura en 2 bloques: norte y sur (Figura 88). El bloque sur se encuentra más levantado estratigráficamente, aflorando en mayor proporción el núcleo del anticlinal conformado por la Formación Pleaners, mientras que al norte de la falla disminuye la amplitud de la estructura y aflora como núcleo la Formación Los Pinos.

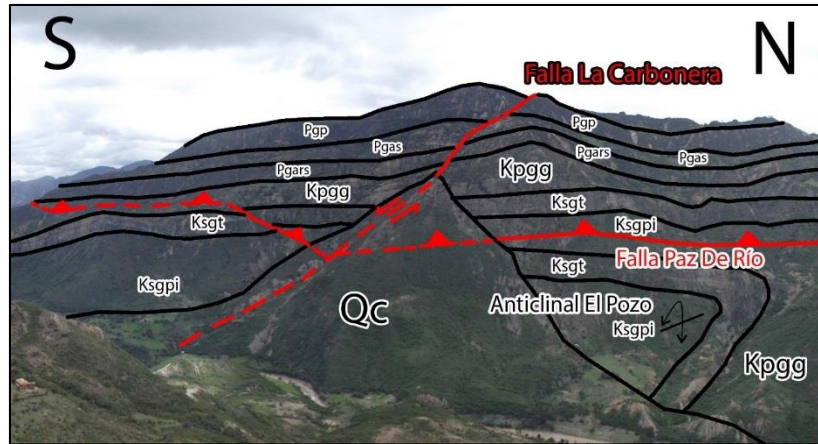


Figura 87. Anticinal El Pozo, pliegue asimétrico con una dirección que varía por la influencia de la Falla La Carbonera. Panorámica tomada en las coordenadas X: 1157766, Y: 1153817.

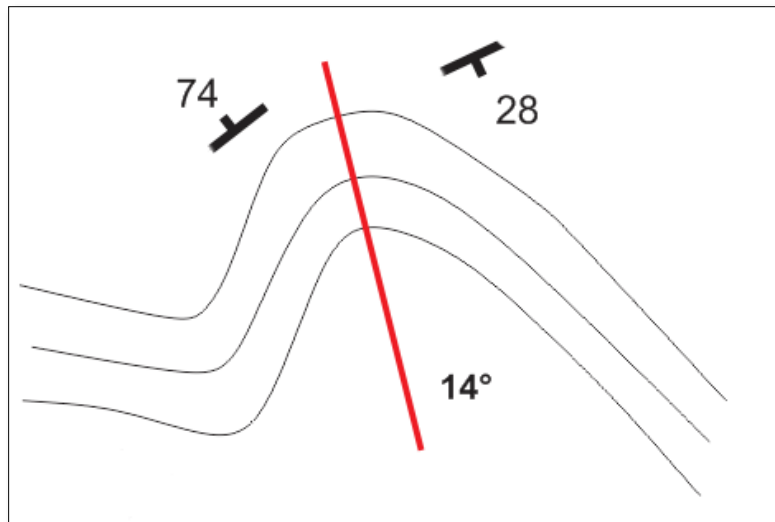


Figura 88. Modelo del Anticinal El Pozo realizado en campo.



Figura 89. Margen Izquierda Río Chicamocha, replegamiento Anticlinal El Pozo.

8.3.2.2 Sinclinal El Bailadero De Las Brujas Se Localiza al norte de la zona, al oeste del río Chicamocha sobre el “Bailadero de las Brujas”, entre la vía que comunica a Paz de Río con la vereda Sibaría (Figura 91). Lo limitan el Anticlinal El Pozo al este, la Falla La Cascada al sur y la Falla Paz De Río al oeste. Es un pliegue asimétrico abierto inclinado con replegamiento suave, dirección $N36^{\circ}E$, vergencia de 75° al E y longitud de 2 Km. El flanco oeste buza a 40° hacia el E y el flanco oriental tiene un buzamiento de 10° hacia el W. Es una estructura local, su núcleo está conformado por la Formación Guaduas y sus flancos por la Formación

Labor Tierna. La estructura se relaciona con un cabalgamiento originado por la falla La Cascada que cabalga la Formación Labor Tierna sobre el anticlinal de La Chapa.



Figura 90. Sinclinal El Bailadero De Las Brujas limitado por el Anticlinal El Pozo al este, la Falla La Cascada al sur y la Falla Paz De Río al oeste Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m.

8.3.2.3 Anticlinal De La Chapa Está localizado al este del municipio de Paz de Río (Figura 93), se extiende desde el centro del área, al oriente del sinclinal de Rondón hasta la falla La Cascada, que limita el sinclinal El Bailadero de las Brujas. Es un pliegue abierto asimétrico inclinado con replegamiento, dirección N18°E, vergencia promedio de 50° al W y longitud de 7 km en la zona. El buzamiento en el flanco oriental es 45° al E y el flanco occidental buza a 40° hacia el NW. El núcleo del anticlinal corresponde a la Formación Pleaners, que aflora en una pequeña franja al norte de la estructura sobre el valle del Río Chicamocha (Figura 92). Los flancos están compuestos por las Formaciones del Cretácico Superior y Paleógeno. La estructura se ve interrumpida al norte por la falla de Paz de Río y La Cascada, que cabalgan sobre las unidades del cretácico que conforman el flanco occidental.

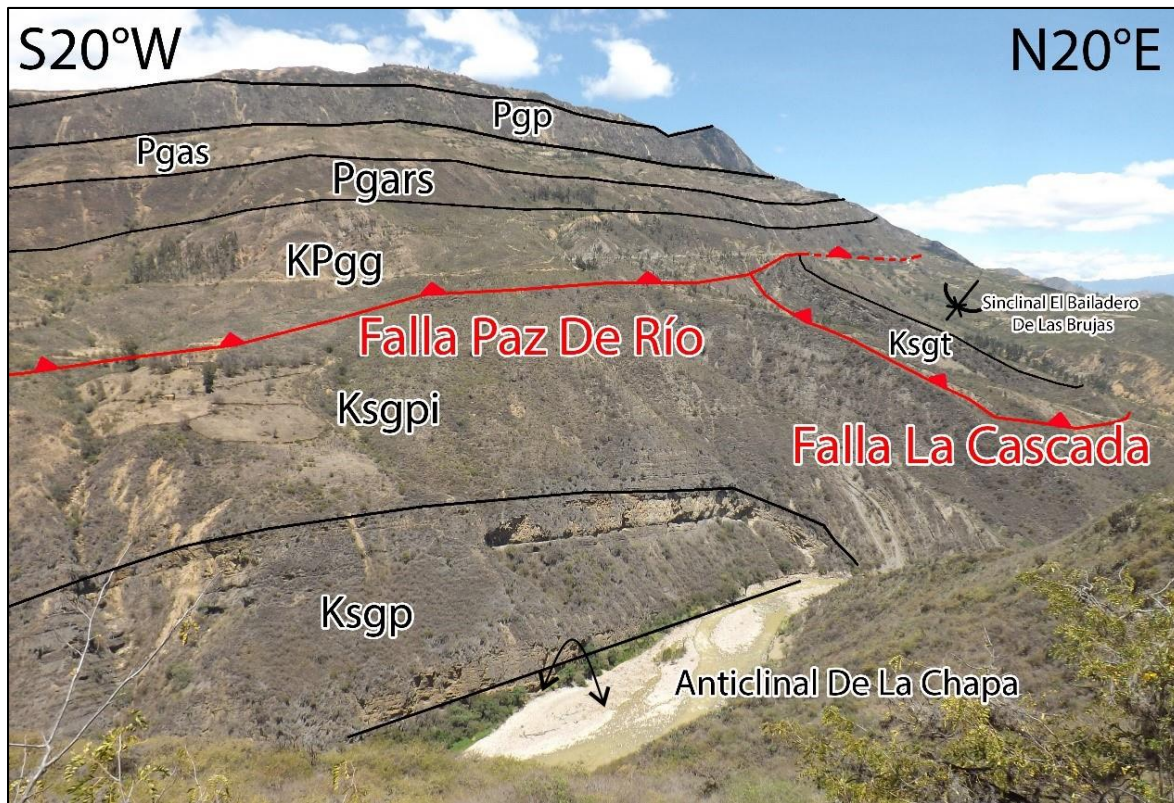


Figura 91. Anticlinal De La Chapa, su núcleo corresponde a la Formación Pleaners. Imagen tomada en las coordenadas X: 1154326, Y: 1149688, Z: 2382m, Error: 3m.

8.3.2.4 Sinclinal De Rondón Se localiza al este de la zona, Inicia al sur de Paz de Río (Figura 93) y finaliza al norte del municipio de Tasco. Es un pliegue simétrico, suave e inclinado, su eje tiene una dirección N13°E, vergencia 81° al W y longitud de 8 Km. El flanco oriental tiene un buzamiento de 40° al W y el flanco occidental tiene una inclinación de 20° en dirección E. Es un sinclinal extenso, su núcleo está conformado por la Formación Concentración y sus flancos compuestos por las unidades del paleógeno. La Formación Picacho que conforma la estructura, es interrumpida al norte por la falla Chicuzá y al sur por la falla Tasco, las cuales causan el cierre de la unidad.

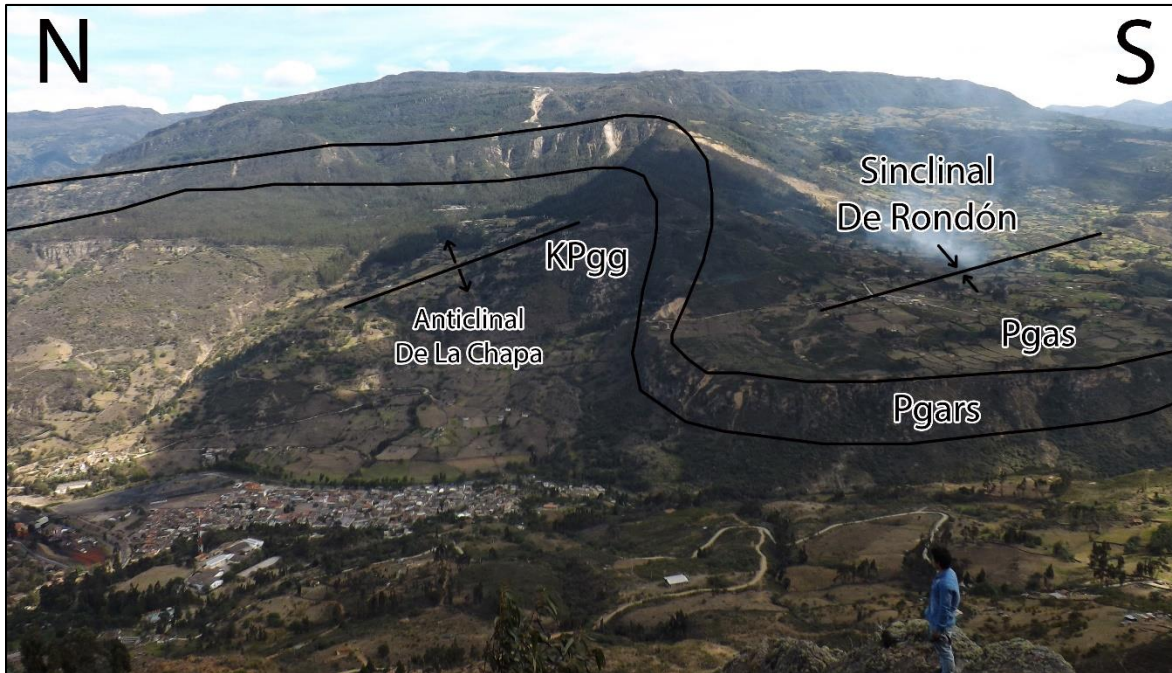


Figura 92. Anticlinal De La Chapa al este y Sinclinal De Rondón al sur de Paz De Río.

8.3.2.5 Sinclinal De Betétiva Se localiza al oeste de la zona, se extiende desde la falla Soapaga al oeste hasta la falla de Otengá al este y desde el municipio de Betétiva al sur hasta la falla Colacote al norte. Es un pliegue asimétrico tumbado, con dirección $N24^{\circ}E$, dividido por varias fallas que causan una variación en su vergencia de $41^{\circ}E$ a $68^{\circ}E$, tiene una longitud de 10 km. El flanco oriental tiene una dirección de buzamiento NW y su inclinación varía de 30° a 80° por la influencia de las fallas; sobre el flanco occidental la secuencia se encuentra invertida, con inclinaciones que varían de 70° a 40° hacia el NW (Figura 94). Su núcleo está compuesto por la Formación Concentración y sus flancos por las unidades del Paleógeno (Figura 94). Sobre el flanco este, entre las fallas Chicuzá y Villa Franca, desaparece la Formación Arenitas De Socha debido a la influencia de la falla de Otengá que monta la Formación Guaduas hasta ponerla en contacto con la Formación Arcillas De Socha. El flanco oeste, tan solo lo componen las

Formaciones Picacho y Arcillas de Socha, dado que la falla Soapaga interrumpe la estructura, marcando el límite occidental del pliegue (Figura 94).

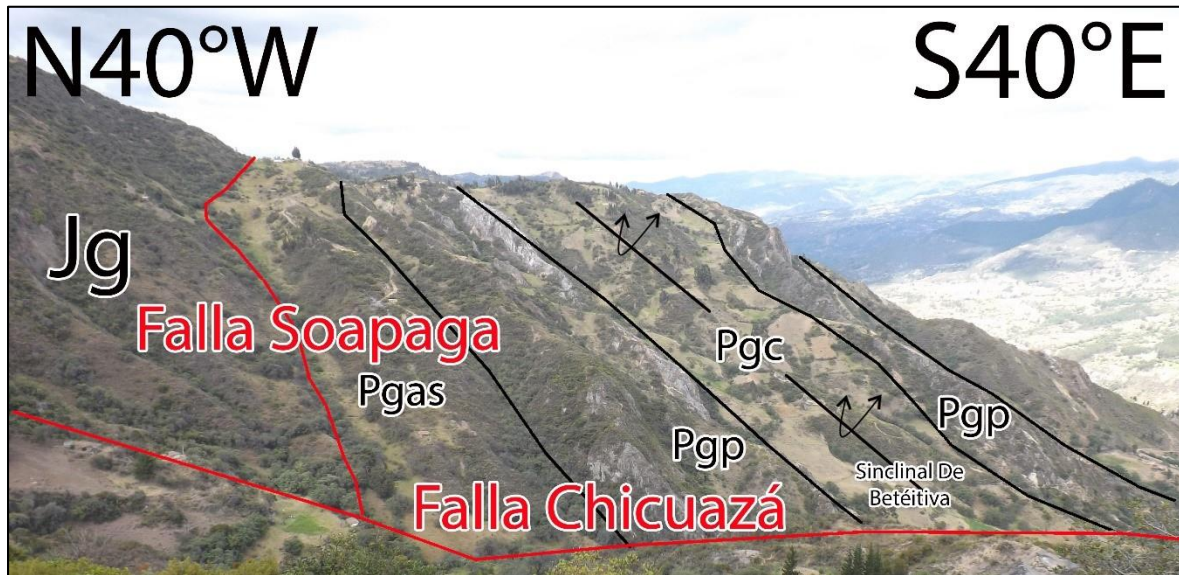


Figura 93. Sinclinal De Betétiva al norte de la Falla Chicuzazá.

8.3.2.6 Anticlinal San Antonio Se ubica al sur de la zona de estudio, entre los municipios de Tasco y Betétiva, inicia desde la estación de ferrocarril de Tasco y continúa hacia el sur hasta el límite inferior del área. Es un pliegue similar apretado, asimétrico tumbado, con dirección $N17^{\circ}E$, vergencia al oeste y una extensión de 20 km, aunque en la zona de estudio tan solo se cubren 5 km de la estructura. El flanco occidental del anticlinal está invertido, tiene un buzamiento promedio de 75° en dirección $S70E$ y en el flanco oriental el buzamiento es de 26° en dirección $S72E$. La estructura es afectada por la falla Buntía que desplaza dextralmente el anticlinal en dirección E-W y la divide en 2 bloques, norte y sur. Al norte de la falla, el bloque se encuentra más levantado estratigráficamente. El núcleo lo conforma la Formación Chipaque y los flancos las unidades del cretácico. Sobre el flanco oriental, la secuencia se repite por la acción de la falla Tahir, que monta la Formación Pinos sobre Labor Tierna. El flanco occidental

es interrumpido al norte de la estructura por la convergencia oblicua entre el anticlinal y la falla de Otengá, aflorando solo el núcleo. En el bloque sur no aflora la Formación Chipaque, el núcleo de la estructura corresponde a la Formación Pleaners y los flancos están conformados por las unidades del cretácico y paleógeno. El flanco este es afectado por la falla Tasco, que repite la formación Pinos la cual aflora con un espesor anormal. La falla canelas afecta el flanco oeste al sur de la estructura, desplazando sinistralmente las Formaciones y normalizando la secuencia al sur de la falla.

8.3.3 Análisis Estructural La zona de estudio se encuentra deformada por fallas inversas, de rumbo y pliegues que se repiten de N a S con un rumbo general SW-NE para las fallas inversas y los pliegues, y un rumbo NW-SE para las fallas de rumbo. Diferentes eventos de deformación afectan la zona por lo que es necesario establecer una relación entre las estructuras en orden de comprender los diferentes estilos estructurales que se manifiestan en el área, para esto se realizan 4 secciones transversales distribuidas a lo largo de la zona (Figura 95) con la finalidad de relacionar la geología de superficie en profundidad y modelar una configuración tectónica de la zona.

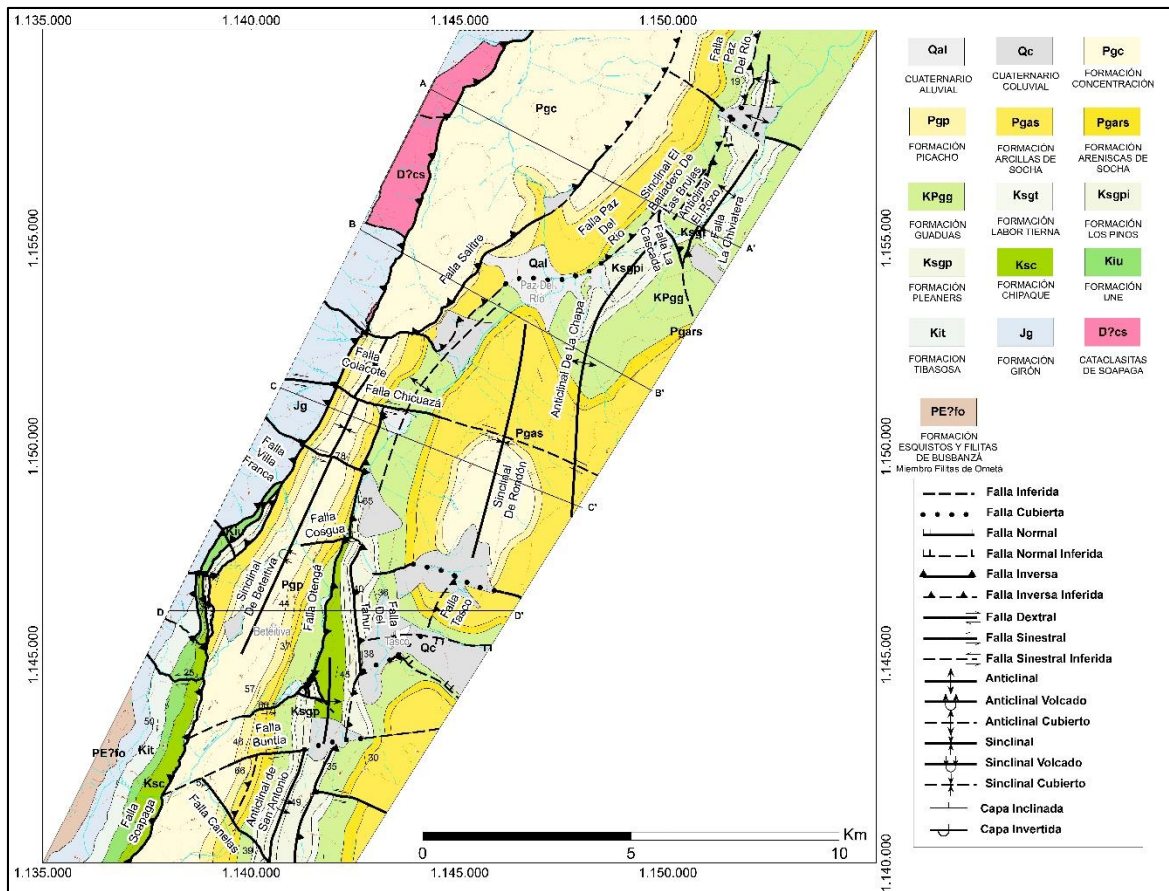


Figura 94. Mapa Geológico del área de estudio, donde se muestran las 4 secciones transversales de las que se desarrollaron los cortes.

8.3.3.1 Corte A-A' Ubicado al norte de la zona, atraviesa el área en dirección NW-SE perpendicularmente a las estructuras (Figura 96). Al W, se encuentra la falla de Soapaga que monta las Cataclásitas de Soapaga pertenecientes al Devónico sobre la Formación Concentración, la falla se proyecta en profundidad en un ángulo de 45°, correspondiente a una falla inversa de alto ángulo con vergencia este. La sección continúa hacia el este por la Formación Concentración afectada por la Falla Salitre, falla de poco desplazamiento con vergencia este que involucra las unidades del Paleógeno y se relaciona en profundidad como un desprendimiento de la falla de Paz de Río, se proyecta en profundidad con una inclinación de 40° observada en campo. La falla Paz de Río de vergencia este, repite la Formación Guaduas

y se proyecta en profundidad como una falla de bajo. La falla se encuentra cabalgando nuevo sobre antiguo. Esto se explica como una falla de acomodación hacia afuera del sinclinal (Mitra, 2002), que se desprende del núcleo de la estructura al oeste entre el contacto de las formaciones Socha Inferior y Superior y continua hacia el oriente por el flanco este del Sinclinal montando la Formación Guaduas sobre las unidades del Cretácico Superior que conforman el flanco occidental del anticlinal de La Chapa. Al este de la falla Paz de Río se encuentra el sinclinal Bailadero de las Brujas y el anticlinal El Pozo, controlados por las fallas inversas La Cascada y Chiviatera de vergencia NW, se interpretan como pliegues por propagación de falla, las cuales tienen vergencia contraria a las demás estructuras, por lo que puede corresponder a un retrocabalgamiento de un despegue mayor en profundidad (Figura 96).

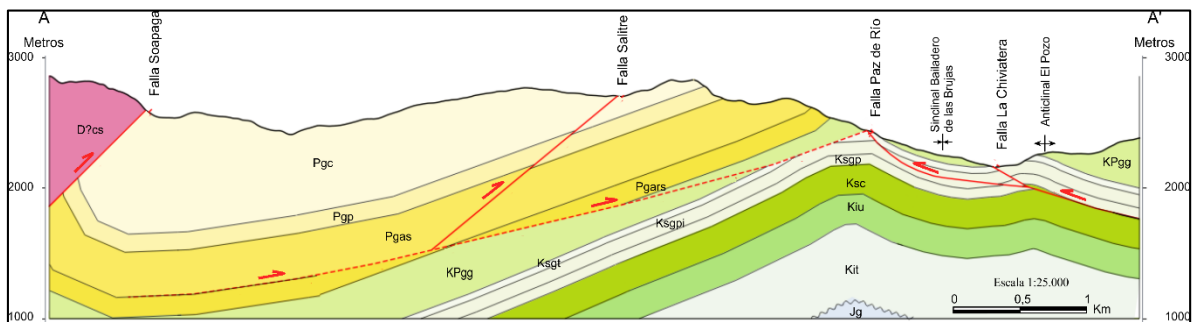


Figura 95. Corte A-A', ubicado al norte de la zona de estudio, se observa el comportamiento de las estructuras que afectan las unidades sedimentarias y su relación entre ellas.

8.3.3.2 Corte B-B' Línea de corte realizada en dirección NW-SE al sur del municipio de Paz de Río (Figura 97). Se observa la continuación sur de las fallas Salitre y Paz de Río y su relación en profundidad como fallas de acomodamiento. La falla Salitre se ubica entre el contacto de las Formaciones Picacho y Concentración. La falla Paz de Río se desprende desde el núcleo del sinclinal de Betétiva y continúa hacia el este por el flanco Occidental del anticlinal de Paz de Río montando la Formación Socha Superior sobre Guaduas, sepultando la Formación Socha

Inferior. El sinclinal de Rondón y el anticlinal de La Chapa al este, se pueden interpretar por su geometría como pliegues por flexura de falla relacionadas a un despegue principal en profundidad (Figura 97).

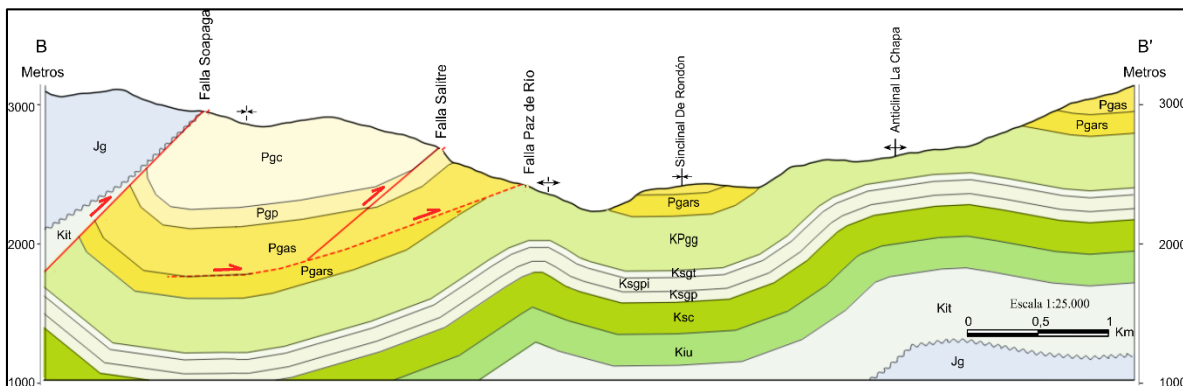


Figura 96. Corte B-B', atraviesa la zona al sur del municipio de Paz de Río. Muestra la relación entre la falla Salitre y Paz de Río y la geometría de los pliegues que conforman el bloque adyacente de la Falla Soapaga.

8.3.3.3 Corte C-C' Se ubica en la sección media de la zona (Figura 98) e involucra el núcleo del Sinclinal de Betétiva y de Rondón. Al este de la falla Soapaga, el sinclinal de Betétiva se comporta como un pliegue cerrado tumbado con vergencia este, que está más elevado estructuralmente en relación con los cortes al norte de la zona. Las unidades del flanco oeste del sinclinal se encuentran invertidas. El flanco este del sinclinal es interrumpido por la falla inversa de Otengá con vergencia oeste, sobre la que se desarrolla un pliegue por propagación de falla correspondiente al anticlinal de San Antonio. Sobre el bloque colgante de la falla de Soapaga, la secuencia se encuentra invertida y buzando hacia el oeste. El sinclinal de Rondón se presenta como un pliegue abierto que afecta las unidades del Cretácico Superior y Paleógeno y su núcleo lo conforma la Formación Concentración (Figura 98).

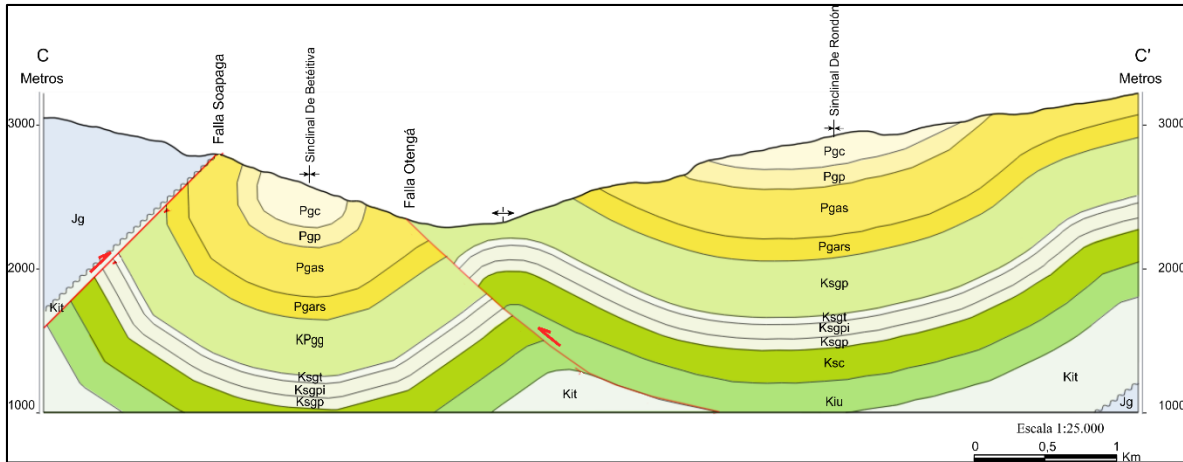


Figura 97. Corte C-C', muestra la continuación hacia el sur del Sinclinal de Betétiva, el Anticlinical de San Antonio y su relación con la falla de Otengá.

8.3.3.4 Corte D-D' Se proyecta en dirección W-E al norte de los municipios de Betétiva y Tasco (Figura 99). Sobre el bloque colgante de la Falla Soapaga, aflora invertida la secuencia sedimentaria del Cretácico dividida por fallas inversas de alto ángulo que se desprenden de la Falla Soapaga. Sobre el bloque adyacente, aumenta la inclinación del sinclinal de Betétiva que es limitado al este por la falla de Otengá. Se presenta el Anticlinical de San Antonio como un pliegue similar en el que aumenta el espesor de las formaciones en su núcleo, esto explica el espesor anómalo cartografiado para las formaciones que componen la estructura anticlinal. Las Fallas Otengá, Tahir y Tasco, se relacionan a un mismo despegue en profundidad, contrario a la vergencia general, lo que puede atribuirse a un retrocabalgamiento desprendido de un despegue mayor en profundidad. El Anticlinical de San Antonio se comporta como un pliegue por propagación de la falla de Otengá, donde las formaciones del flanco este son repetidas por la Falla Tahir que repite la Formación Pinos y Formación Pleaners (Figura 99).

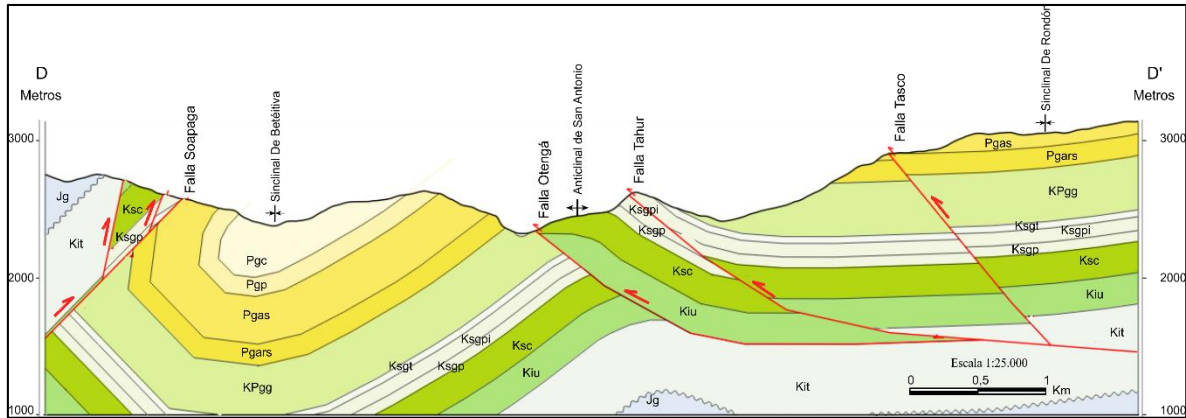


Figura 98. Corte D-D', muestra la relación en profundidad entre las fallas Otengá, Tahur y Tasco y los pliegues asociados a las fallas.

A lo largo de toda la zona se presentan una serie de fallas de rumbo con dirección NW-SE que atraviesan las estructuras y las segmentan (Figura 100). El sinclinal de Betétiva es controlado por estas estructuras, que exhuman el núcleo del pliegue y causan variaciones en los espesores. La falla más relevante para el sinclinal es la falla Colacote, que marca un límite claro para la estructura donde está estructuralmente más elevada al sur que al norte de la falla, donde la Formación Concentración se extiende por varios Kilómetros hasta la Falla Soapaga. La falla Chicuzá afecta el Sinclinal de Rondón, causando el cierre de la estructura en la Formación Picacho. La falla normal de Canelas con componente en rumbo, bascula el anticlinal de San Antonio, donde las formaciones al norte de la estructura se encuentran invertidas mientras que al sur, la secuencia sedimentaria es normal. Todo esto sugiere una deformación transpresional de la zona que se relaciona con la influencia de la falla Bucaramanga.



Figura 99. Mapa estructural de la zona de estudio. Cabe resaltar la presencia en toda la zona de fallas de rumbo que segmentan las estructuras como parte de la deformación transpresional derivada de la falla Bucaramanga.

Estas fallas de rumbo, tienen dirección general NW-SE y W-E y afectan tanto el bloque yacente como el bloque colgante de la falla Soapaga y generan saltos en las estructuras previas, debido a esto se asume que se forman posterior a los demás procesos de deformación que se encuentran en la zona.

8.3.3.5 Estilos Estructurales. Según lo observado anteriormente, la zona de estudio comprende una gran variedad de estilos estructurales. La Falla Soapaga y el bloque colgante corresponden a una deformación de escamación gruesa debido a la relación con el basamento de la Falla Soapaga, la cual es el límite oriental del Macizo de Floresta. Sobre el bloque adyacente, la deformación se atribuye como escamación delgada, dado que solo involucra la cobertura sedimentaria. Pliegues por propagación de falla (Anticlinal San Antonio, Anticlinal El Pozo, Anticlinal De Soapaga) tanto al este como al oeste de la zona y con vergencia este y oeste, al igual que pliegues por flexura de falla. Fallas secundarias relacionadas a pliegues, como lo es la falla Paz de Río, definen un estilo estructural como fallas de acomodación que se desprenden del núcleo de las estructuras. Estructuras en Duplex y abanicos también se visualizan en la zona.

9. Discusión

9.1 Discusión y antecedentes estratigráficos

La Formación Filitas y Esquistos De Busbanzá se ubica en las unidades litoestratigráficas del área ya que mantienen su estructura primaria pues el metamorfismo que han sufrido es muy bajo. Jiménez (2000) define dos miembros cartografiables, uno inferior que denominó Esquistos de Otengá compuesto por filitas, cuarcitas con venas de cuarzo y esquistos moscovíticos debido al metamorfismo de arcillolitas, lodolitas, arenitas cuarzosas, arenitas conglomeráticas de cuarzo, con contenido variable de arcilla, con espesor de 135 m a 175 m (Ulloa et al., 2003) y otro

superior que denominó Filitas de Ometá conformado por filitas con intercalación de cuarcitas con espesor que varía entre 335 m en la sección y 765 m.

La unidad Cataclasitas De Soapaga se ubica en las unidades litodémicas del área de estudio ya que está constituida por granitos brechados, de tonos verdes, en algunos sectores textura neísica, cataclástica y milonítica. Por haber sufrido metamorfismo perdiendo su estructura primaria o por ser una roca intrusiva, no obedece la ley de la superposición debido a esto no se le da el rango de formación como lo hacen los trabajos de Ulloa et al., (2003) ANH y Geoestudios (2006).

La Formación Girón, término creado por Hettner (1892) de edad Jurásico Medio (Horton et al., 2010), está constituida en su parte basal por capas de espesor medio a grueso de arenitas conglomeráticas masivas con gránulos subredondeados intercaladas con capas tabulares de arenitas de grano medio subredondeados mal calibrados con matriz lodosa de tonalidades rojizas. En su parte media conglomerados rojizos con intercalaciones de arenitas conglomeráticas de tamaño de grano guija y ocasionalmente capas delgadas de lodolitas. Hacia el tope capas medias a gruesas de lodolitas compactas, shale y arenitas de grano fino con matriz lodosa de color rojo. Esto concuerda con la descripción de ANH y Geoestudios, (2006). Las litofacies encontradas permiten interpretar un ambiente continental con influencia fluvial. Cediell (1968) relaciona ésta formación con llanuras aluviales y ríos meandriformes. López y Mesa (1997) interpretan ríos trenzados con presencia de barras de arena y llanuras de inundación. El espesor no fue posible determinarlo pero en el área, Ulloa et al., (2001) reportan espesores entre 800 y 1.000 m. en la carretera Belén – Paz de Río.

El contacto entre la Formación Girón y la Formación Tibasosa es disconforme como lo plantean Mojica y Villaroel (1984) y hay evidencia en los conglomerados basales hacia la base

de la Formación Tibasosa. Alvarado y Sarmiento (1944) marcan el contacto como fallado aunque en el área estudiada no se encontraron evidencias.

La Formación Tibasosa propuesta por Renzoni (1981), del Hauteriviano-Aptiano (Ayala y Delgado, 2004), se extiende hasta el Albiano (Saylor et al., 2012) presenta un conglomerado basal en el contacto con la Formación Girón que indica una discordancia. Está constituida de base a tope por capas gruesas de Shale anaranjado intercaladas con capas medias tabulares de Cuarzoarenitas muy finas y finos niveles de Biomicritas, Micritas y Bioesparitas. Micritas ralas a veces arenosas, separadas por niveles de lodos grises; de donde se recolectó un Ammonite de edad Aptiano (Patarroyo, Comunicación verbal). Hacia el tope niveles competentes de calizas fosilíferas tipo packstone intercaladas con niveles de Shale gris claro. Esto concuerda con los cuatro miembros propuestos por Renzoni (1981) de los cuales Ulloa et al., (2001) unen tres y los dos miembros propuestos por Ayala y Bayona (2005): un miembro basal de capas de arenitas con estratificación cruzada intercaladas con lodolitas y el miembro superior corresponde a intercalaciones de rocas calcáreas (Biomicrita) con intercalaciones de shale. Según la descripción de la formación es posible deducir que fue depositada en un ambiente marino, donde ocurrió una transgresión según Renzoni (1981) debido a que hacia el tope predominan capas de calizas. Según la ANH y Geoestudios (2006), la base de la formación es de ambiente tipo litoral, la parte media submareal y la parte superior es de plataforma. Se calcula un espesor con el corte geológico mayor a 300 m al oeste de Betétiva, Renzoni (1967) reporta espesores desde 574 a 355 m que disminuyen hacia el Norte.

La Formación Une definida por Hubach (1957), de edad Albiano - Cenomaniano (Sarmiento et al., 2006), está constituida en la base por capas muy gruesas de arenitas de grano medio subredondeados y esféricos bien calibradas, grano soportada con alto contenido de cuarzo

intercaladas con capas delgadas de shale con baja porosidad. En la parte media capas de arenitas de espesores medios a gruesos con intercalaciones de lodolitas fisiles con geometría tabular y lenticular de espesores medios. Hacia el tope capas de espesores gruesos de arenitas conglomeráticas muy friables con alto contenido de cuarzo intercaladas con capas delgadas de lodolitas silíceas de color gris. Se encuentran estructuras sedimentarias como laminación en artesa y plano paralela, gradación y estilolitos en el plano de estratificación. A partir de la descripción se indica un ambiente de plataforma siliciclástica de costa, es decir, un ambiente marino somero. Según la ANH y Geoestudios (2006) es un ambiente de llanura costera fluvial con presencia de canales y llanuras de inundación. Análisis de facies realizados por Zavala et al., (2009) proponen que esta formación es de un ambiente marino de plataforma relacionado a descargas fluviales directas. Se calcula un espesor al suroeste de Betéitiva de 207 m (corte geológico) y 320 m (columna estratigráfica), ANH y Geoestudios, (2006) levantó una sección con espesor de 205 m, Renzoni (1967) reporta 510m

La Formación Chipaque es nombrada por Hubach (1931) y redefinida por Renzoni (1962) como la secuencia que se apoya sobre la Formación Une y está superpuesta por la Arenita Dura. En este proyecto se sitúa la Formación Chipaque sobre la Formación Une y bajo la Formación Plaeners como lo hace Ulloa et al., (2003). De edad Turoniano (Sarmiento et al., 2006) inicia con capas delgadas de shale gris oscuro, intercaladas con capas de arenitas cuarzosas algunas con cemento calcáreo, otras con cemento silíceo, con presencia de intraclastos y caolín, seguida de intercalaciones de capas de shale gris, capas de caliza tipo mudstone y capas de arenitas con cemento calcáreo; hacia el tope intercalaciones de shale negro muy físil, capas finas de arcillolitas y calizas, seguidas de arenas de grano muy fino de color gris claro, bien cementadas con presencia de tallasinoides en la parte superior lo que concuerda con la descripción de

Guerrero y Sarmiento (1996). Se interpreta un ambiente marino de aguas poco profundas a la base y depósitos de plataforma externa (offshore) donde predominan los sedimentos finos de acuerdo con ANH y Geoestudios (2006). El espesor determinado en corte geológico es de 250 m, Ulloa et al., (2001) reportan 226,45 m en el área. En cuanto al espesor Guerrero y Sarmiento (1996) reportan 600m.

La Formación Plaeners se asocia a las Liditas descritas por Pérez y Salazar (1978) y Hubach (1957) en el Grupo Guadalupe. De edad Campaniano-Maestrichtiano (Pérez y Salazar, 1978) está compuesta en la base por capas tabulares de espesores delgados de lodolitas silíceas grisáceas con laminación plano paralela intercaladas con capas delgadas de porcelanitas, niveles gruesos de fosforita y capas delgadas de arenitas de grano fino con cemento calcáreo y venas de calcita. Al tope capas de calizas fosilíferas intercaladas con capas medias a gruesas de porcelanitas. Se determina un ambiente Offshore, lo que coincide con Tchegliakova et al., (1997) más no con Pérez y Salazar (1978) quienes proponen un ambiente proximal somero. Según la ANH y Geoestudios (2006) la base, se interpreta como ambiente marino somero de plataforma específicamente ambientes de plataforma externa y el tope como un ambiente de deposición menos tranquilo. El espesor en corte geológico es de 141 m, Ulloa et al., (2001) reportan 100m en la zona.

La Formación Los Pinos de edad Maastrichtiano temprano (Alvarado y Sarmiento, 1994) está constituida en la base por capas gruesas de lodolitas fisiles con intercalaciones de capas medias de arenitas de grano medio, maduras, bien calibrado con geometría tabular y algunas capas de calizas tipo micrita. En la parte media se observan capas de biomicrita empaquetada y arenitas cuarzosas de tamaño de grano fino, bien calibradas, El tope de la formación se caracteriza por espesores medios de lodolitas con intercalaciones de arenitas de grano muy fino con matriz

arcillosa y capas delgadas de calizas con geometría tabular. Se interpreta un ambiente Offshore a la base y un ambiente posterior más somero (Shoreface). Según Fabre (1986) en Ulloa et al., (2003) el ambiente es de aguas marinas poco profundas y zona de plataforma. El espesor en corte geológico es de 300 m, Ulloa et al., (2003) reportan 150 a 295 m en la zona.

La Formación Labor Tierna definida por Hubach (1951) de edad Maastrichtiano (Alvarado y Sarmiento, 1994) hacia la base presenta capas gruesas de litoarenitas de grano medio matriz soportadas, con forma de los granos subangulares esféricos, bien calibrada, color blanco amarillento claro. En la parte media capas tabulares de arenitas de grano muy fino, bien cementadas con presencia de glauconita en poco porcentaje intercaladas con capas de shale de color amarillo grisáceo y arcillas, en el tope una capa de arenita cuarzosa, bien calibrada, con buena cementación y glauconita. Se puede deducir que la formación indica ambiente marino somero. Arenitas maduras y cuarzosas indicando pueden asociarse al Shoreface, lo que concuerda con Guerrero y Sarmiento (1996), pero la Glauconita y las ondulitas pueden demostrar ambientes someros tranquilos, lo que coincide entonces con Pérez y Salazar (1978), quienes aseguran ambientes mucho más tranquilos como llanuras mareales. Según la ANH y Geoestudios (2006) varía desde barreras hasta frentes de playa. El espesor para la zona en el corte geológico es de 98 m, según Ulloa et al., (2003) el espesor total varía entre 43,4 m y 139 m para la región de Sogamoso.

La Formación Guaduas descrita por Hubach (1952) de edad Maastrichtiano - Paleoceno Temprano (Pardo, 2004; Bayona et al., 2012) presenta en la base capas gruesas de arenita cuarzosa de tamaño de grano muy fino intercaladas con capas medias de shale, seguido de intercalaciones de capas de arcillolitas, lodolitas y shale con mantos de carbón de buena calidad (Ulloa et al., 2001; Saylor et al., 2011) las cuales conforman la parte media y finalmente en el

tope se intercalan capas de arena de grano fino a medio bien calibradas con capas de shale y arcillolitas. Se indica un paso de ambiente marino de baja energía lo que concuerda con el ambiente de lagunas costeras o estuarios de Guerrero y Sarmiento (1996) a un ambiente continental de llanuras de inundación como lo indica Hubach (1952). Villar y Alarcón (2016) indican un ambiente deltaico hacia la base, dominado por mareas con depósitos de plataforma, prodeltas y llanuras mareales que presentan abundantes pantanos y marismas, hacia el tope el ambiente varía a asociaciones más fluviales. El espesor en corte geológico es de 445 m, de 540 m en la columna estratigráfica levantada por la carrilera ubicada al margen del Río Chicamocha. Pardo (2004) reporta 400 m, Alvarado y Sarmiento (1944) reportan 200 m de espesor para el área de Tasco y 335 para Socha Viejo. Villar y Alarcón (2016) 290 m.

La Formación Areniscas De Socha de edad Paleoceno Temprano – Paleoceno Tardío (Pardo, 2004) hacia la base presenta capas con geometría lenticular de espesores medios de sublitoarenitas de tamaño de grano medio, granos subredondeados, mal calibrado y grano soportado con intercalaciones de lodolitas de espesores medios a delgados y capas medias de arenitas de grano fino. Hacia el tope se observan capas de arenitas de grano fino intercaladas con capas delgadas de lodolitas. Se observa gradación normal del tamaño de grano en las arenitas. Se interpreta como depósitos de ríos meándricos, según Villar y Alarcón (2016) con estructuras de barras de canal y llanuras de inundación. El contacto con la infrayacente Formación Guaduas es neto como también lo indican (Cooper et al., 1995; Saylor et al., 2011; Ramírez et al., 2012). Algunos autores proponen una disconformidad en el contacto (Villamil, 1999; Ulloa et al., 2001) El espesor determinado en la carrilera es de 80m. Pardo (2004) reporta 138 m.

La Formación Arcillas De Socha del Paleoceno Tardío - Eoceno Temprano (Guerrero y Sarmiento, 1996) hacia la base presenta capas de lodolitas silíceas intercaladas con capas de

arcillolitas abigarradas, seguidas de capas finas de arenitas de tamaño de grano fino con geometría lenticular, estratificación cruzada en artesa difusa y ondulitas niveles de carbón de baja calidad, en la parte media, en el tope intercalaciones de capas gruesas de arcillolitas con capas de shale. El ambiente de depósito corresponde a ríos anastomosados con llanuras de inundación, según Villar y Alarcón (2016) con sus respectivos depósitos de desbordamiento y canales abandonados coincidiendo con Saylor et al. (2011), pero no con Ulloa et al., (2001) donde se propone un ambiente de facies costeras. Suprayace concordantemente a la formación Arenitas De Socha como indica Ulloa et al. (2001) aunque Alvarado y Sarmiento (1944) consideran que el contacto puede ser discordante. El espesor determinado en la carrilera es 270m y 360 m (corte geológico, Ulloa et al., (2003) reportan 400 m.

La Formación Picacho de edad Eoceno Medio (Pulido, 2006) constituida hacia la base por niveles de espesores medios y geometría tabular de arenitas cuarzosas de grano muy fino sub redondeados, bien calibrado con presencia de ondulitas y estratificación cruzada. En la parte media de esta formación se observan capas tabulares de espesores gruesos de arenitas de grano fino redondeados, con cemento silíceo, porosidad primaria con intercalaciones de capas tabulares de lodolitas, estratificación plano paralela, estratificación cruzada tangencial y ondulitas. El tope la formación se caracteriza por presentar capas tabulares de espesores muy gruesos de arenitas conglomeráticas y conglomerados cuarzosos con estratificación cruzada, grano soportadas maduras, intercaladas con capas de espesor delgado de lodolitas con geometría tabular. El ambiente de deposición es fluvial de ríos trenzados. El contacto con la Formación Lodolitas De Socha es neto en el área, así también lo indica Ramírez et al. (2012), a diferencia de Saylor et al. (2011) que menciona una disconformidad, aunque se presume que es transicional (Saylor et al., 2011, 2012). Villamil (1999) y Cooper et al. (1995) mencionan que este contacto es discordante.

El espesor determinado en la carrilera es de 140m, concuerda con el que reportan Ulloa et al., (2003) de 138,80 m.

La Formación Concentración del Eoceno Medio (Bartoniense) - Oligoceno (Chattiense) (Hammen, 1960) presenta en la base capas tabulares de espesores medios de arenita cuarzosas de grano fino friables de tonalidades amarillentas con intercalaciones de capas delgadas de lodolitas grises, predominan los niveles duros, hacia el techo de la formación se observan niveles duros de arenitas de grano medio friables de espesores medios y gruesos con intercalaciones de capas delgadas de lodolitas rojizas. Se interpreta un ambiente de estuario dominado por mareas. El contacto con la infrayacente Formación Picacho es transicional (Saylor et al., 2011) aunque Cooper et al. (1995) mencionan que este contacto es discordante. El espesor en Corte Geológico es de 1000 m. Ulloa et al., (2003) reportan un espesor que oscila entre 1.368 y 1.554 m.

9.2 Discusión y antecedentes geología estructural

Estilo estructural

El comportamiento y distribución de las estructuras ha sido previamente estudiado, por lo que primero se hace una introducción a la configuración regional y local de la zona citando algunos de los estudios más relevantes y recientes para la zona.

Antecedentes

En el área aledaña al municipio de Paz de Río y Betétiva, se han realizado varios trabajos de investigación tanto regionales como locales, estudiando el comportamiento de las estructuras y las secuencias sedimentarias presentes en la zona, como objetivo de esclarecer el desarrollo y los procesos que involucraron la evolución de la Cordillera Oriental y su configuración actual. Se

mencionan las investigaciones más recientes y relevantes para el estudio y los temas a discutir, las cuales a su vez se fundamentan en las publicaciones anteriores.

Ítalo reyes (1984) presenta un mapa geológico de la zona donde introduce una serie de fallas de rumbo en dirección E-W dextrales y sinestrales que dividen las estructuras de cabalgamiento que configuran la zona. Sobre el sinclinal de Betéitiva ubica una falla inversa que irrumpe a través de la estructura con rumbo SW-NE y vergencia E, afectando el núcleo y el flanco oeste del sinclinal; a su vez sitúa una falla inversa de rumbo SW-NE y vergencia W que cabalga las unidades del cretácico sobre las formaciones del paleógeno sobre el flanco oeste del anticlinal de San Antonio (anticlinal de Chicamocha). Modela fallas normales paralelas a los cabalgamientos siguiendo el rumbo general de las estructuras y planos de falla normales buzando hacia el NW y SE. Sobre el municipio de paz de río modela una falla inversa con vergencia este y rumbo SE-NE que repite la formación guaduas, la continua hacia el norte hasta el cuaternario de Paz de Río cerca al trazo de la falla de Paz de Río, que interpreta como una falla inversa con vergencia oeste que monta el flanco oeste del anticlinal de la Chapa (anticlinal del Chicamocha) sobre la formación guaduas; continua la falla hacia el sur cambiando de rumbo SW-NE a SWW-NEE convirtiéndose en una falla de rumbo dextral, finalizando al SE del municipio Paz de Río, sobre las unidades de Socha que constituyen el flanco este del anticlinal de Betéitiva (Figura 101).

Según Toro (1990) Los pliegues y fallas al este de la falla de Soapaga se relacionan como estructuras de escamación delgada, resultado de un despegue en profundidad en la base de la formación Chipaque que se desprende de la falla Soapaga y avanza hacia el este generando rampas y llanas que dan lugar a la formación de los pliegues que conforman el bloque colgante de la falla Soapaga; de este despegue se desprende una falla de retrocabalgamiento (Falla de

Otengá) con vergencia oeste que atraviesa las unidades del cretácico superior móntandolas sobre las unidades del paleógeno.

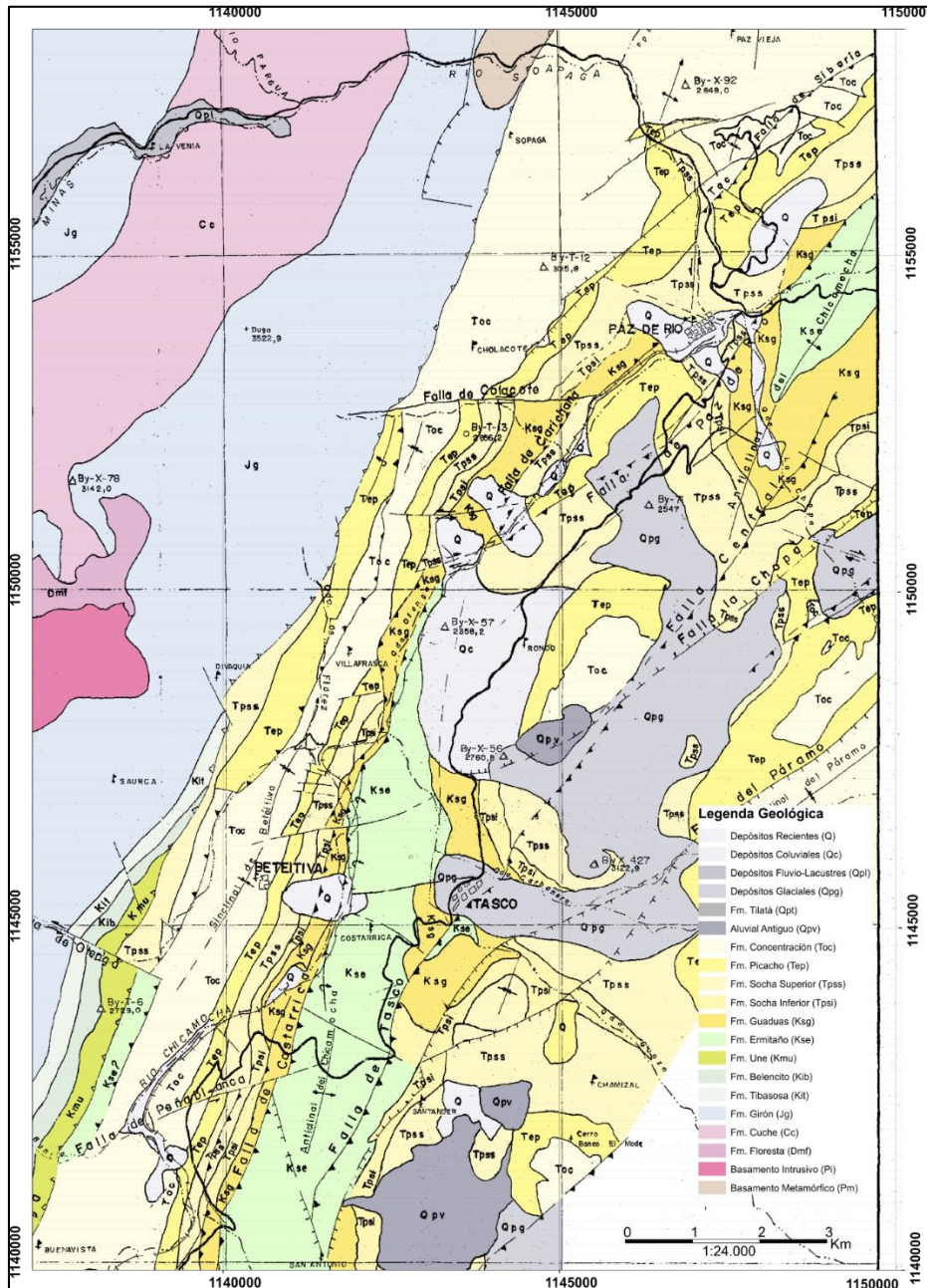


Figura 100. Mapa Geológico elaborado por Ítalo Reyes (1984), se observa la configuración estratigráfica y estructural que concierne al área de estudio.

La falla Soapaga es considerada como una estructura de escamación gruesa que afecta el basamento y origina el macizo de floresta y es relacionada en profundidad con el despegue que da origen a la falla Boyacá, las cuales eran fallas normales de una serie de subcuencas creadas en un evento de rifting anterior a la orogenia de la cordillera oriental.

Modela el sinclinal de Betétiva como un pliegue tipo kink cerrado. Sitúa una falla inversa en la base de las unidades del paleógeno que afecta el sinclinal de Rondón, y la modela como una falla de acomodación que se desprende del núcleo de sinclinal en el contacto de las formaciones y se propaga en dirección este afectando el flanco este del sinclinal de rondón. También calcula un acortamiento del 50 % de la corteza sedimentaria a lo largo de la falla Soapaga, restaurando una sección de 90 km a 185 km de longitud en su estado indeformado. La estructura formada entre el anticlinal de soapaga y el anticlinal de Betétiva es interpretada como el resultado de un pliegue por propagación de falla e indica un acortamiento de 20 km, que debió darse por un despegue originado a 12 km de profundidad (Figura 102).

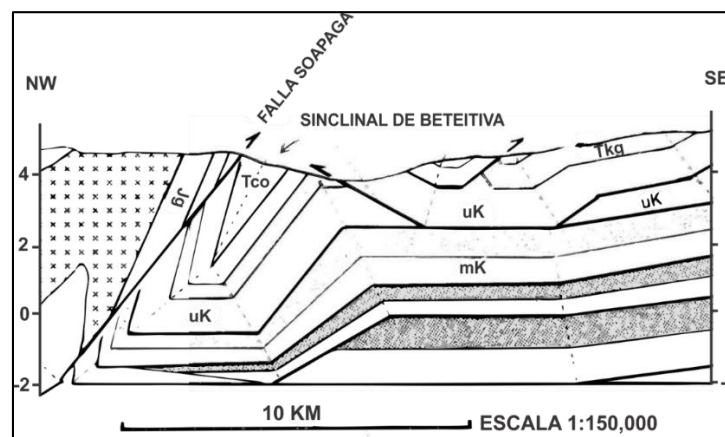


Figura 101. Corte realizado por Jaime Toro (1990) en el área de Betétiva donde muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues originados en la falla Soapaga.

Fuente: Modificado de Toro (1990) The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombi

Sobre Sátiva sur, Modela la falla paz de río como un despegue que se desprende de la falla Soapaga en la base de las unidades del cretácico superior y avanza hacia el este aflorando como una falla inversa con vergencia este que afecta el flanco oeste y el núcleo de la estructura sinclinal de la zona (Figura 103).

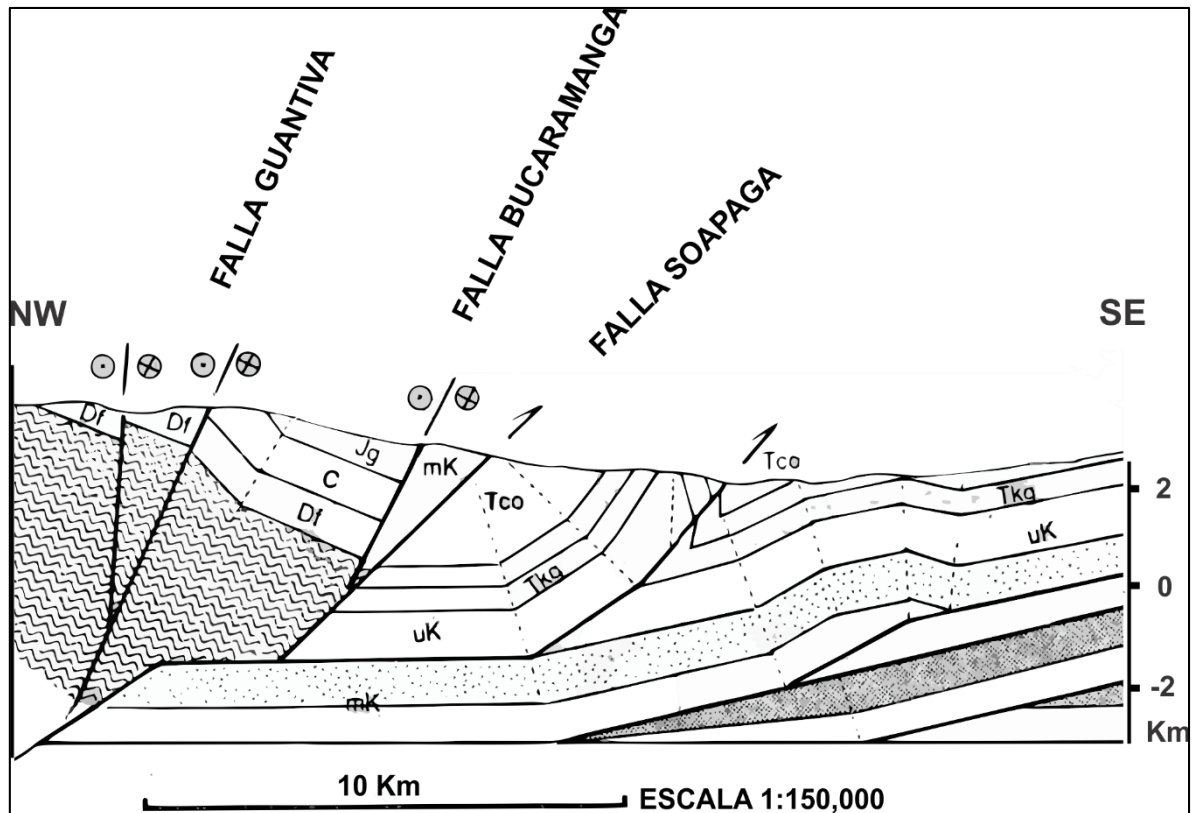


Figura 102. Corte realizado por Jaime Toro (1990) en el área de Sátiva sur donde muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues originados en la falla Soapaga.

Fuente: Modificado de Jaime Toro (1990) The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombi

Dengo y Covey (1993) plantean que el sinclinal de Betétiva se forma como respuesta a un despegue que se desprende de la falla de Soapaga y avanza hacia el E entre la formación guaduas y Socha Inferior, las cuales posteriormente se pliegan como respuesta a un despegue

mayor, entre las unidades del cretácico superior. El despegue que forma el sinclinal repite socha inferior y aflora como una falla inversa (falla Otengá) con buzamiento oeste y vergencia este que afecta el flanco oeste del anticlinal de Bolívar (San Antonio) compuesto en su núcleo por la formación guaduas y fallado en su flanco oeste por un retrocabalgamiento que monta guaduas sobre socha inferior. El anticlinal de bolívar (San Antonio) es explicado como un pliegue por propagación de falla, relacionado a una falla inversa que se desprende de un despegue en profundidad entre las unidades del cretácico superior, la falla que forma el anticlinal finaliza en profundidad sobre las unidades del cretácico superior, en el contacto con Guaduas. Todas estas estructuras son derivadas de un despegue principal y más profundo en la formación Tibasosa (Figura 104).

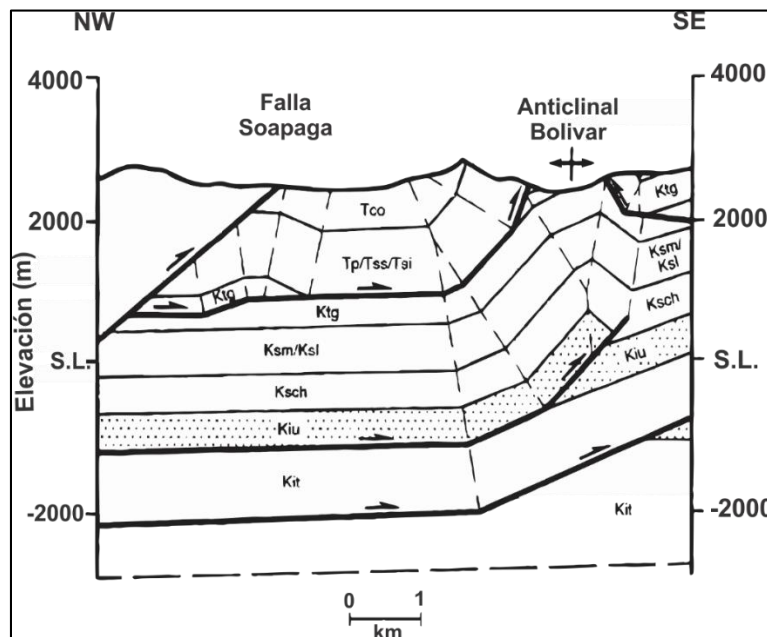


Figura 103. Sección transversal de la zona aledaña al municipio de Betétiva, muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues y fallas de cabalgamiento que originan la configuración actual. Modela los pliegues como tipo kink para poder conservar sus espesores (Dengo y Covey 1993).

Fuente: Modificado de Dengo y Covey (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. AAPG Bulletin, vol. 77, no 8, p. 1315-1337

Al norte de la zona, sobre paz de río, modelan la falla Soapaga como una falla inversa de bajo ángulo que pone en contacto las unidades del cretácico superior con Concentración y se propaga en profundidad en forma de rampa-llana a través de la formación los Pinos; el sinclinal de Betétiva lo dibujan como un sinclinal abierto; la falla paz de río la modelan como una falla inversa con vergencia este y buzamiento oeste que se origina en profundidad en un despegue en el techo de la Formación Pleaners y cabalga la Formación Pinos sobre la Formación Guaduas; donde afecta el flanco oeste del Anticlinal de Paz de Rio. El anticlinal de Paz de Rio al oeste del Rio Chicamocha se comporta en profundidad como un anticlinal disharmónico (Formacion Los Pinos, Formación La Luna y Formación Chipaque), esto causa que las unidades tengan espesores anómalos. Relacionan el origen de la estructura anticlinal como un *fold-bend-fold*, en una falla que se da entre el techo de Tibasosa y finaliza sobre el techo de la formación une (Figura 105).

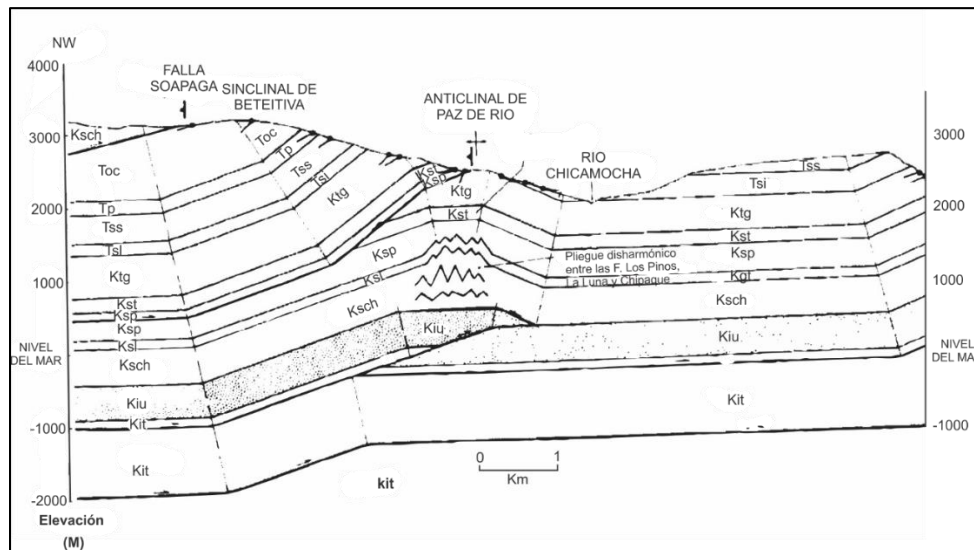


Figura 104. Sección transversal de la zona aledaña al municipio de Paz de Rio, muestra la relación en profundidad de las estructuras aflorantes con despegues y fallas de cabalgamiento que originan la configuración actual. Modela los pliegues como tipo kink para poder conservar sus espesores (Dengo y Covey, 1993).

Fuente: Modificado de Dengo y Covey (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. AAPG Bulletin, vol. 77, no 8, p. 1315-1337

Ulloa et al., (2003) realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 de la plancha 172 de Paz de Río-Boyacá, dirigido por el Ingeominas. Plantea la falla Paz de Río como un cabalgamiento con vergencia W y buzamiento E que repite la Formación Guaduas y cabalga a su vez las unidades del Cretácico sobre Guaduas, la falla marca el límite norte de varios sinclinales y anticlinales pequeños del bloque colgante. Continúa el trazo hacia el sur donde se convierte en la falla de Otengá que afecta el flanco oeste del anticlinal de san Antonio. Relaciona la falla de Soapaga al igual que los otros autores como una falla que involucra basamento y de la cual se desprenden una serie de pequeños cabalgamientos que afectan y exhuman las unidades del cretácico. Relaciona la falla de Otengá como una estructura que afecta las unidades del cretácico superior hasta la Formación Chipaque, y la explica como un retrocabalgamiento asociado a un despegue mayor en profundidad que marca el límite W del sinclinal de rondón. Presenta el sinclinal de San Antonio como un pliegue disharmónico, donde varía su espesor adelgazándose en los flancos y engrosándose en la charnela. El Anticlinal de Aan Antonio lo modela como un pliegue por propagación de falla, donde la falla que lo forma corresponde a la falla La Puerta que aflora al este sobre el núcleo del sinclinal la Puerta (Figuras 106 y 107).

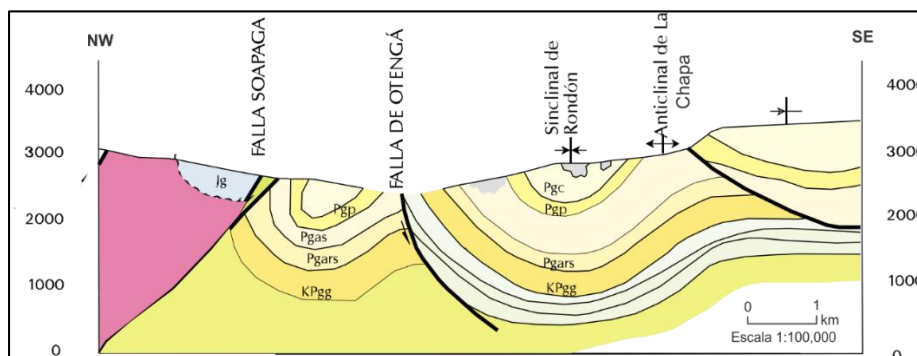


Figura 105. Sección transversal creada por Ulloa et al., (2003), realizada al norte del municipio de Betétiva, muestra la relación entre los pliegues y las fallas que los limitan.

Fuente: Modificado de Ulloa et al., (2003). Memoria plancha 172 Paz de Río. Ingeominas, Bogotá

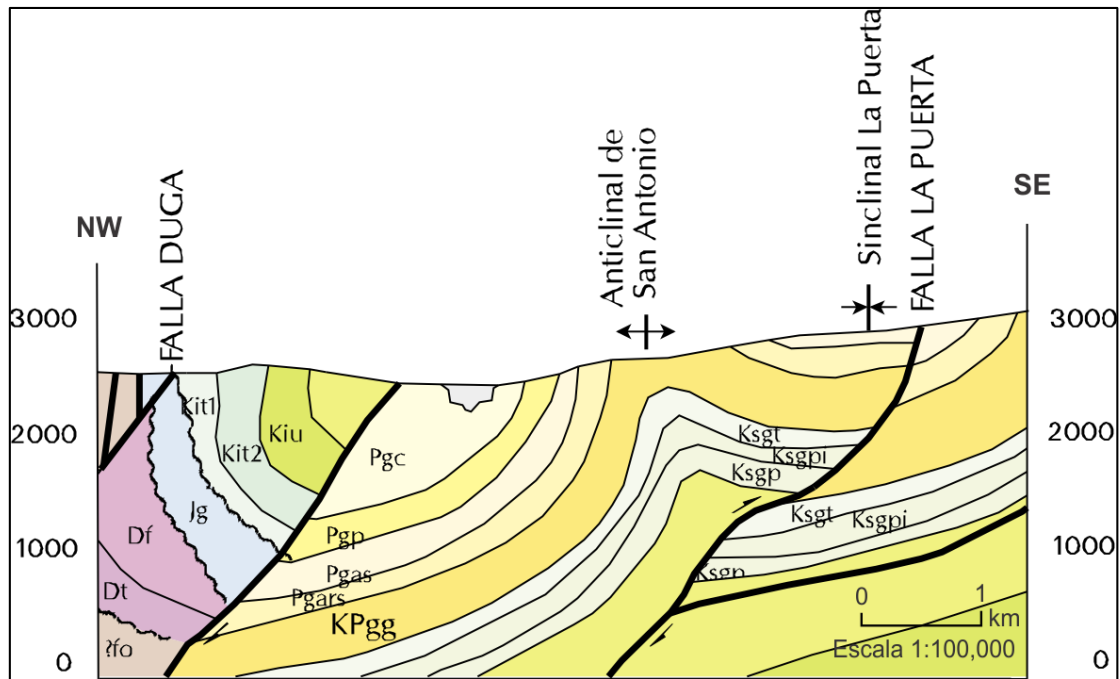


Figura 106. Sección transversal creada por Ulloa et al., (2003), realizada al norte del municipio de Corrales, muestra el anticlinal de San Antonio como un pliegue por propagación de la falla La Puerta.

Fuente: Modificado de Ulloa et al., (2003). Memoria plancha 172 Paz de Río. Ingeominas, Bogotá

Velandia (2005) reconoce la falla de Soapaga como el principal trazo de la continuación de la falla Bucaramanga, y le añade un componente de rumbo como consecuencia de la transpresión de la falla Bucaramanga. Plantea los límites entre el cambio de transpresión sinistral a dextral, siendo la zona de Paz de Río y Betétiva la transición entre transpresión sinistral al norte y dextral al sur. Delimita en la zona aledaña al municipio de Duitama, el límite sur de la transpresión sinistral que marca el cambio hacia una predominancia de fallas dextrales. En la zona de Paz de Río y Betétiva predominan los cabalgamientos y en segunda medida los movimientos en rumbo influenciados por la falla de Bucaramanga. Calcula un tensor de 122° para la zona y sugiere la continuidad de la falla Soapaga, entre otras, hacia el área de la sabana

de Bogotá donde proyecta la falla hacia el SW hasta el altiplano Cundiboyacense como una falla dextral (Figura 108).

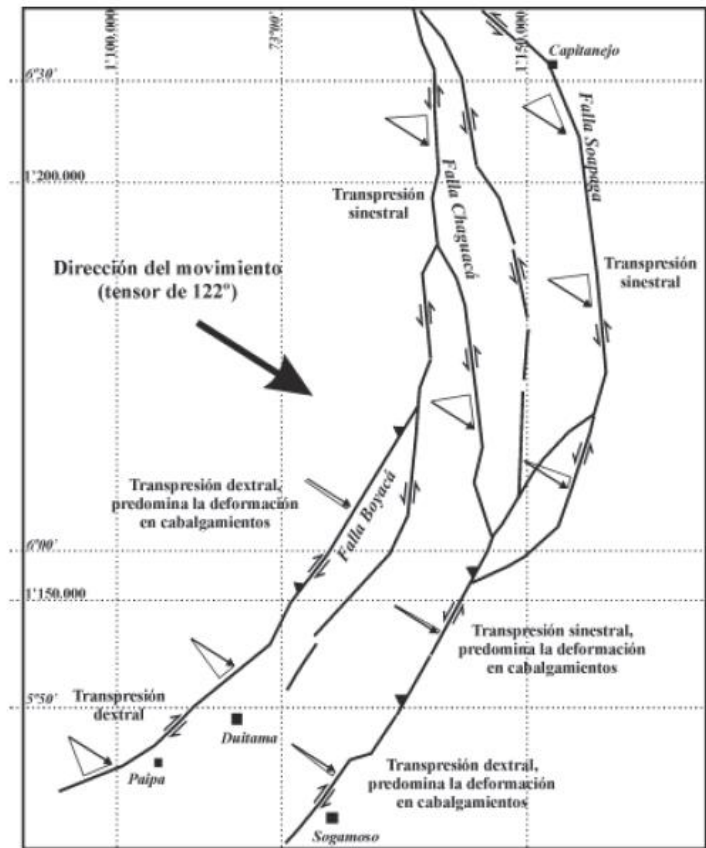


Figura 107. Esquema de las fallas Soapaga y Boyacá y la cinemática producida en los diferentes segmentos bajo la acción de un tensor compresivo de 122°. En la longitud 6° predomina la deformación en cabalgamientos, hacia el norte aumenta el desplazamiento sinistral y al sur de la latitud 5°50' predomina las fallas dextrales (Velandia, 2005).

Fuente: Velandia (2005). Interpretación de transcurrancia de las fallas Soapaga y Boyacá, a partir de imágenes Landsat TM. Boletín de Geología, , vol. 27, no 44.

Según los estudios realizados por la ANH y Geoestudios (2006), el núcleo del sinclinal de Betétiva está segmentado por una falla inversa con vergencia este que se desprende de la falla de Soapaga en profundidad al oeste del municipio de Betétiva y finaliza al noroeste del municipio de Paz de Río. Al oeste, una serie de fallas inversas con vergencias opuestas afectan el flanco

oriental del anticlinal de san Antonio. La falla de Paz de Río atraviesa el municipio de Tasco y continúa hacia el norte por el flanco este del sinclinal de Rondón. La falla Colacote se desprende de la falla de Betéitiva propagándose en sentido NE finalizando sobre el municipio de Paz de Río. Sobre el área cartografían fallas de rumbo en dirección SW-NE y SWW-NEE, algunas paralelas o semiparalelas a las fallas inversas, mientras que no identifican las fallas transversales que segmentan el sinclinal de Betéitiva en dirección NW-SE, paralelos al tensor principal de esfuerzo. La falla de Paz de Río la cartografían como una falla inversa con rumbo dextral y vergencia al oeste.

Kammer (2006) estudia la relación de la falla Soapaga en la generación de estructuras de rift en eventos extensivos previos al levantamiento de la Cordillera Oriental, y le da un buzamiento W como falla normal con rumbo SW-NE en la zona de Paz de Río y finaliza hacia el sur sobre el municipio de Nobsa cambiando de rumbo en dirección E-W. Atribuye la falla de Soapaga como el límite oriental de una cuenca post-rift formada entre la falla Boyacá y Soapaga que posterior a la inversión tectónica daría lugar al levantamiento del Macizo de Floresta.

Rodríguez et al., (2009) realiza un modelo estructural de la falla de Soapaga basado en anomalías gravimétricas y magnéticas y encuentra que se comporta como una falla inversa de alto ángulo en líneas trazadas en inmediaciones del municipio de Tasco y del municipio de Paz de Río, lo cual soporta el modelo actual de la evolución de la cordillera oriental.

Mora et al., (2010) estudia la deformación del mioceno a partir de fision tracks y correlaciones estructurales, modela la falla de paz de rio con vergencia oeste la cual finaliza en inmediaciones del cuaternario de paz de rio, el flanco este del sinclinal de la chapa lo coloca fallado por una estructura que se desprende del anticlinal de san Antonio a la altura del municipio de Tasco. No identifica fallas transversales o de rumbo y el Sinclinal de Betéitiva lo

dibuja inalterado. Modela el Sinclinal de Betéitiva como una estructura relacionada a un despegue en las unidades del cretácico inferior y el anticlinal de san Antonio lo modela como un pliegue disharmónico relacionado a una rampa del despegue en profundidad, la Falla Soapaga como una inversa de alto ángulo que segmenta la estructura anticlinal. Atribuye el inicio de la deformación que conllevó a la inversión de la Falla Soapaga a un periodo de deformación que abarca desde el eoceno medio hasta el holoceno, para el oligoceno tardío la deformación de la cordillera ha migrado hacia el este causando la inversión de las fallas normales que limitaban los sistemas de rift del mesozoico.

Ramírez et al., (2012) corrobora lo planteado anteriormente basado en evidencias termocronológicas, situando la deformación, que llevó a la inversión de la Falla Soapaga, en el Oligoceno. Aunque la inversión inicia desde el Eoceno Medio, afecta primero las estructuras del oeste, invirtiendo primero la falla Boyacá y luego propagando la deformación hacia el este invirtiendo la Falla Soapaga en el Oligoceno Medio.

Saylor (2012) plantea un trazo diferente para la falla Paz de Río, finalizando al sur sobre la Formación Socha Inferior en el flanco este del sinclinal de rondón, al norte de la estructura. Ubica una falla inversa sobre el flanco este del anticlinal de San Antonio y la proyecta hacia el norte hasta la Falla Paz de Río. Modela el Sinclinal de Betéitiva en profundidad como una estructura sinclinal-anticlinal cerca a la falla de Soapaga para explicar su espesor.

Basado en pruebas realizadas en circones detríticos, concuerdan que la exhumación del Macizo de floresta comienza en el oligoceno, confirmando lo anteriormente planteado por Mora et al., (2010), y atribuyen la falla de Soapaga como un desprendimiento de rampa plana, en un despegue a poca profundidad entre 3 a 4 km relacionado a un desplazamiento mayor, la falla de Soapaga no involucraría basamento ya que se desprende de un despegue entre las unidades del

cretácico , aunque el despegue relacionado a esta si afectaría el basamento. No atribuye la falla de Soapaga a una cuenca anterior como una falla normal, lo atribuye como un desprendimiento de un despegue en profundidad por la deformación del oligoceno.

Tesón et al., (2013) compara los modelos propuestos por Dengo y Covey (1993) de la falla de Soapaga y restaura la sección, concluyendo que según este modelo de la falla de Soapaga necesitaría una llana de 20 km en orden de restaurar la deformación sufrida. En respuesta a esto presenta un nuevo modelo para la falla de Soapaga. Basado en líneas sísmicas modela en profundidad las estructuras aledañas a la falla de Soapaga y le da un alto ángulo y la relaciona con el basamento sin la necesidad de la creación de una rampa, mientras que las fallas observadas al este de Soapaga sobre el sinclinal de Betétiva, las modela como fallas relacionadas a pliegues o falla de acomodamiento hacia afuera del sinclinal, que se desprende desde la Formación Une y Formación Chipaque. Desprende del núcleo del sinclinal de Betétiva una falla inversa (Falla Paz de Río) con vergencia E que se propaga por el flanco oriental de la estructura y aflora repitiendo la formación Guaduas. Modela las unidades bajo el bloque adyacente de la Falla Soapaga como una anterior cuenca originada por un evento extensivo con fallas normales que buzcan en dirección este. Explica los pliegues al este como respuesta a retrocabalgamientos aunque no los relaciona a un despegue en profundidad por lo que pueden ser fallas inversas con vergencia opuesta (Figura 109).

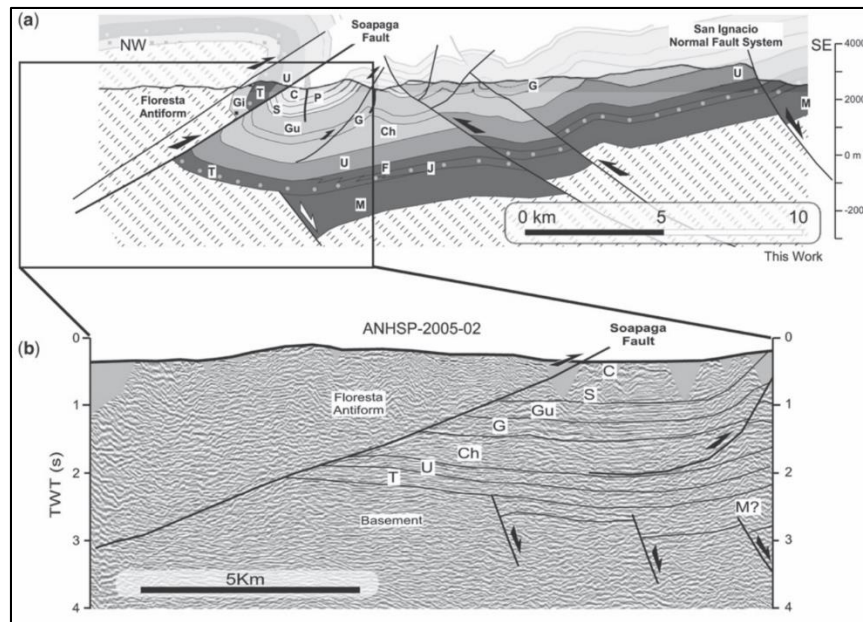


Figura 108. Modelamiento tectónico de la Cordillera Oriental basado en la interpretación de líneas sísmicas y la cartografía realizada por Tesón (2013). Se observa la sección transversal (a) basada en los datos obtenidos en campo y la interpretación de las líneas sísmicas (b).

Fuente: Editado de Tesón et al., (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. Geological Society, London, Special Publications, vol. 377, no 1, p. 257-283

Barragán y Forero (2014) realizan un análisis mesoestructural entre los municipios de Enciso y Servitá Santander y encuentran una falla inversa que afecta el núcleo del sinclinal de Servitá, y la catalogan como una falla de acomodamiento hacia afuera del sinclinal, que se desprende en profundidad afectando las unidades del cretácico superior hasta aflorar en superficie repitiendo la formación concentración (Figura 110).

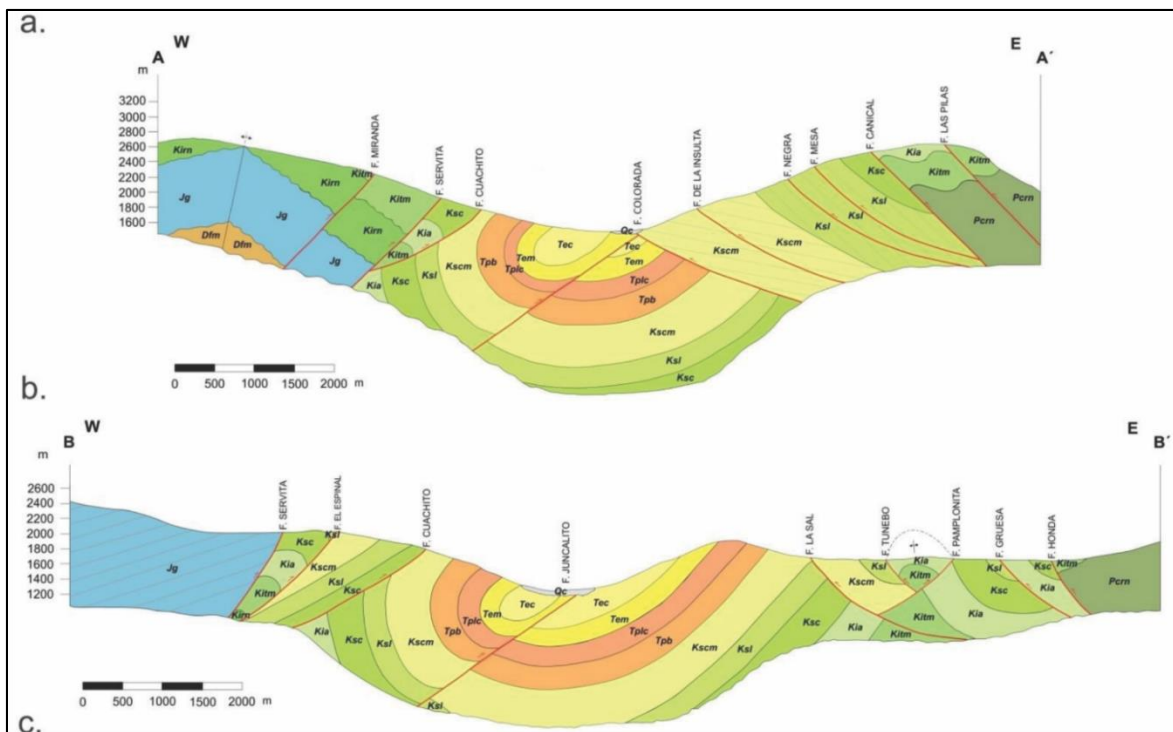


Figura 109. Secciones transversales realizadas al sur de los municipios de San Jose de Miranda y Enciso por Barragán y Forero (2014), donde es posible observar el comportamiento de la Falla Juncalito que se desprende del núcleo del sinclinal, como una falla de acomodación. El corte A-A' se localiza 2 km al sur del municipio de San Jose de Miranda y el corte B-B' 5 km al sur del municipio.

Fuente: Barragán y Forero (2014). Análisis Mesoestructural En El Corredor Aledaño Al Río Servitá Entre Enciso Y El Río Chicamocha, Santander. Universidad Industrial de Santande

Alarcón y Villar (2016), realiza un estudio al norte de la zona del presente trabajo, sobre el municipio de Sativa Sur, donde encuentra una falla inversa de bajo ángulo que se desprende del sinclinal conjunto a la falla de Soapaga, esta falla la modelan como una estructura de acomodación hacia afuera del sinclinal que nace entre el contacto de la Formación Concentración y Picacho y se proyecta hacia el este por el flanco este del sinclinal, a menor inclinación que las capas, cortándolas y montando nuevo sobre antiguo, poniendo en contacto la Formación Concentración con Guaduas, que pertenece al flanco occidental del anticlinal del Chicamocha (Figura 111).

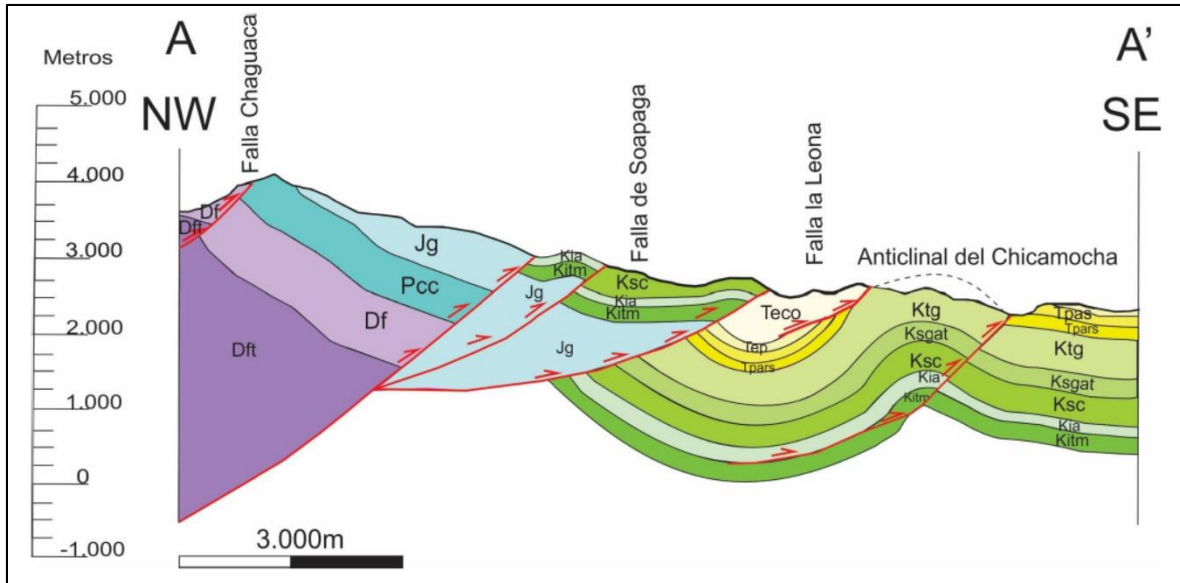


Figura 110. Sección transversal del área de Sátiva Sur donde se observa como se desprende la falla La Leona del núcleo del sinclinal como respuesta a la deformación sufrida por la estructura (Alarcón y Villar, 2016).

Fuente: Alarcón y Villar (2016). Integración de datos estratigráficos y estructurales de las unidades paleógenas presentes en el bloque yacente de la Falla de Soapaga, Universidad Industrial de Santander

Discusión estructural

En el área de Paz de Río se han presentado varios modelos geológicos que explican la configuración de la zona pero que difieren en gran medida entre ellos. El trazo de la falla de Paz de Río es un rasgo que varía entre cada autor. Esto se debe a que se sitúa entre formaciones no competentes por lo que no desarrolla una plano de falla identificable o datos cinemáticos confiables que permitan esclarecer la vergencia y comportamiento de la estructura. Tesón et al., (2013) la modela como una falla inversa que se desprende del núcleo del sinclinal y se extiende al oriente con vergencia E y buzamiento W mientras que Reyes (1984) y Ulloa et al., (2003) la describen como una falla inversa con vergencia y buzamiento opuestos que cabalga las unidades del Cretácico Superior sobre la Formación Guaduas. Este último modelo presenta mayor facilidad en el modelamiento de la estructura, sin embargo existen varios factores que apoyan el

modelo presentado por Tesón et al (2013), el cual se asemeja en gran medida al planteado en este trabajo. Primero, el desarrollo de una falla inversa conlleva a un relieve positivo, que lo origina el levantamiento del bloque colgante sobre el bloque yacente, diferente de Ulloa (2003), que sitúa el bloque colgante de la falla de Paz de Río en el cañón del Río Chicamocha. Segundo, al norte de la zona sobre el Cañón del Chicamocha se encuentra la secuencia Formación Guaduas – Formación Labor Tierna – Formación Los Pinos – Formación Guaduas, esto requiere de una falla inversa que afecte la formación guaduas y cabalgue sobre la unidad las Formaciones Tierna y Pinos. Esto es resultado de la cartografía realizada, ya que esta evidencia no se encontraba cartografiada en los modelos anteriores. Tesón et al., (2013), modela la falla como un despegue que se desprende del núcleo del sinclinal con una inclinación mayor a las Formaciones. Esto no es congruente con la geología de la zona, ya que en inmediaciones de Paz de Río, la falla pone en contacto la Formación Guaduas al oeste con la Formación Los Pinos al este, montando nuevo sobre antiguo. Debido a esto, la falla se interpreta como una falla de bajo ángulo que se desprende del núcleo del sinclinal y afecta el flanco este de la estructura. Este tipo de falla, se repite al norte, en inmediaciones del municipio de Sátiva Sur, donde Alarcón y Villar (2016) la relacionan de igual manera, como una falla de acomodación hacia afuera del sinclinal.

La zona de Paz de Río, es considerada como una zona de transición entre fallamiento en rumbo y cabalgamientos (Velandia, 2005), esto resulta en la generación de igual cantidad de estructuras tanto de cabalgamiento como de transpresión que dan lugar al desarrollo de diferentes estilos de deformación. Al oeste de la zona, se encuentra la falla de Soapaga que se relaciona a una deformación en escamación gruesa que involucra el basamento. Sobre el bloque yacente, se desarrolla la deformación por escamación delgada, dando lugar a la creación de pliegues por

propagación de falla, pliegues por flexura, retrocabalgamientos, y fallas que se desprenden del núcleo de las estructuras.

Las estructuras transversales, son claramente identificables sobre el anticlinal de Betéitiva y en general sobre las unidades del Palógeno, paralelas al tensor de esfuerzos planteado por Velandia (2005), pero se vuelven difusas al oeste sobre el macizo de floresta, y aunque se puede observar la influencia de estas fallas sobre la Formación Girón, la continuación de las estructuras al oeste es difuso.

Los diferentes estilos de deformación que predominan en la zona sugieren diferentes etapas de deformación. (1) La deformación del macizo de floresta en escamación gruesa que genera la inversión de la falla Soapaga en el Oligoceno (Mora, 2010). (2) Deformación en escamación delgada posterior a la inversión tectónica que genera los pliegues y cabalgamientos sobre el bloque yacente a la falla Soapaga en las unidades sedimentarias. (3) Surgimiento de fallas de rumbo como respuesta a la transpresión de la falla Bucaramanga, paralelas o semiparalelas al tensor de esfuerzos, que segmentan las estructuras generando una serie de bloques enrejados como se puede observar en el mapa de estructuras presentado en el capítulo de análisis estructural (Velandia, 2005).

La cartografía realizada se soportó en los mapas geológicos existentes de la zona propuestos por Reyes (1984), Toro (1990) y Ulloa et al., (2003), siendo este último el más consultado dado el detalle que realiza en la cartografía de las Formaciones Sedimentarias, diferente de los otros mapas propuestos que dan un mayor énfasis en la identificación de estructuras de deformación. Sin embargo, debido a la escala 1:100.000 que manejan en la cartografía, no identifican estructuras menores ni los problemas estructurales y estratigráficos que se dan en la zona de Paz de Río. Aunque se conservan algunas estructuras regionales así como los rumbos y vergencias de

estas, en la cartografía realizada se observan claras diferencias en las estructuras interpretadas por los otros autores. Se compara principalmente con lo planteado por Ulloa et al., (2003) debido a que es el documento más utilizado y reciente que estudia la zona. Al norte del área, en el bloque este de la Falla Paz de Río se ubica el Anticlinal El Pozo que es dividido por la falla sinistral La Carbonera, esto causa que el núcleo, conformado por las Formaciones del Cretácico, se oculte causando el cierre de la estructura. Esto no se observa en el mapa de Ulloa et al., (2003), quien presenta el pliegue continuo sin interrupciones (Figura 112).

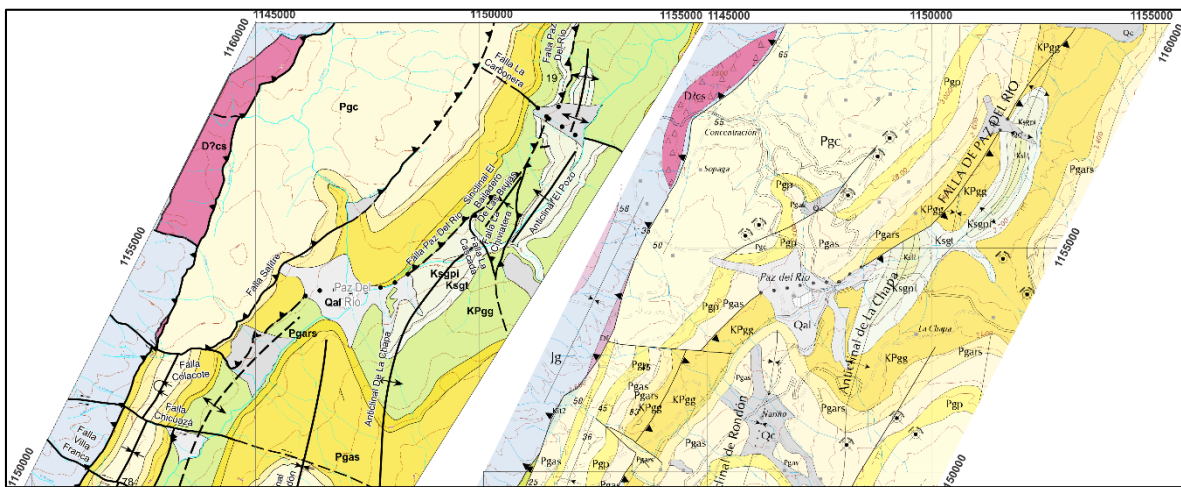


Figura 111. Comparación entre el mapa geológico realizado por Ulloa et al., (2003) a la derecha, y el mapa realizado por los autores de la presente investigación a la izquierda. Se observa la diferencia en la cartografía del Anticlinal El Pozo y El Sinclinal de Betétiva. La continuación de la Falla Salitre y el cambio en la vergencia de la Falla Paz de Río. Diferencias notables en los espesores de las formaciones, y la identificación de fallas transversales que segmentan y controlan las estructuras, como la falla Chicuzá, que controla el cierre del sinclinal de Rondón en la Formación Picacho.

Fuente: modificado de Ulloa (2003). Memoria plancha 172 Paz de Río. Ingeominas, Bogotá

Sobre el Sinclinal El Baliadero de Las Brujas, se identifican las fallas La cascada y Chiviatera, que son interpretadas como las responsables en la generación del pliegue (Figura 96).

El sinclinal de Rondón, es afectado al norte de la estructura por la Falla Chicuzá, responsable

del cierre de la estructura sobre la Formación Picacho y que también afecta el Sinclinal de Betétiva al oeste de la zona. El trazo de la falla Paz de Río es similar al planteado por Ulloa et al., (2003) y estudios anteriores, salvo la vergencia que se le atribuye hacia el este, pero finaliza sobre el trazo de la falla Colacote, al sur oeste de Paz de Río.

En el municipio de Tasco se identifican dos fallas normales que son responsables del cambio en relieve del bloque sobre el que se encuentra el municipio. Se plantea el trazo de la Falla de Tasco, que afecta el Flanco este del Anticlinal de San Antonio. El anticlinal de San Antonio, es una estructura con una gran deformación, que no era plasmada en los trabajos anteriores donde Ulloa et al., (2003) la presenta como una estructura continua sin deformaciones internas, diferente a lo observado en campo, donde se encontró que es atravesado en dirección E-W por la Falla Buntía que segmenta la estructura y levanta la sección norte del anticlinal aflorando en su núcleo la Formación Chipaque, mientras que al sur de la falla, el núcleo del anticlinal corresponde a la Formación Pleaners. Adicional a esto, el anticlinal es afectado internamente por fallas que repiten las unidades como la falla Tahur, o cabalgamientos que generan una pequeña estructura en abanico, ubicada entre las fallas Otengá, Peña Blanca y El Volcán (Figura 113).

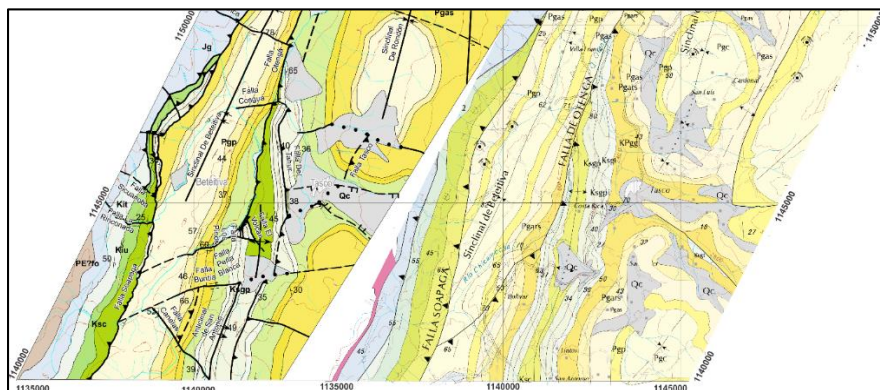


Figura 112. Comparación entre el mapa geológico realizado por Ulloa et al., (2003) (derecha) y el mapa realizado por los autores de la presente investigación (izquierda).

Fuente: modificado de Ulloa (2003). Memoria plancha 172 Paz de Río. Geominas, Bogotá

10. Conclusiones

Estratigráficamente la zona de estudio contiene el registro de los fenómenos regionales más generales que determinaron y controlaron la evolución geológica de Colombia; (1) Depósitos Jurásicos de ambiente continental reflejados en la Formación Girón. (2) Depósitos de ambiente marino que generaron la secuencia de formaciones del Cretácico. (3) Depósitos Paleógenos, asociados con el retiro del mar, el comienzo de un dominio compresivo, reactivación e inversión tectónica de fallas y la formación de la Cordillera Oriental

La falla Paz de Río, se interpreta como una falla de acomodación que se desprende del núcleo del sinclinal de Betétiva hacia el E, cortando el flanco oriental del pliegue y aflorando sobre el valle del Río Chicamocha. Debido al bajo ángulo de la falla, se observa el cabalgamiento de nuevo sobre antiguo, donde monta la Formación Guaduas sobre la Formación Pinos, impidiendo que aflore la Formación Labor Tierna en superficie.

Las estructuras de la zona, siguen el rumbo de la Falla Soapaga en dirección NE-SW, y presentan vergencias W-E, que concuerdan con la deformación regional que controla el Macizo de Floresta.

La cartografía geológica a escala 1:25.000 otorga un mayor detalle a la zona y permite la identificación de estructuras transversales que no se encontraban en los mapas realizados en estudios anteriores

Estilos estructurales de escamación gruesa al oeste de la Falla Soapaga y escamación delgada al este de la Falla Soapaga, determinan la configuración actual del área de estudio como una

zona de alta deformación, donde se desarrollan estructuras tipo: Fold-Bend-Fold (Sinclinal De Rondón), Fold-Propagation-Fold (Anticlinal De San Antonio) y fallas de acomodación que se desprenden del núcleo de las estructuras (Falla Paz de Río).

Se reconocen 3 diferentes eventos de deformación que conllevaron a la configuración actual de la zona. (1) Deformación en escamación gruesa que generó la inversión de la Falla Soapaga y condujo al levantamiento del Macizo de floresta. (2) Deformación en escamación delgada posterior a la inversión tectónica, que genera los pliegues y cabalgamientos en las unidades sedimentarias que componen el bloque yacente de la Falla Soapaga. (3) Deformación transpresional por influencia de la falla Bucaramanga, que conduce al desarrollo de fallas de rumbo en dirección NW-SE que segmentan las estructuras.

Diferentes autores describen la falla de Soapaga con una inclinación de 60° , la cual se originó en un evento extensivo como límite de una paleo-cuenca ubicada sobre el macizo de floresta. En la zona de estudio la falla presenta un trazo sinuoso y en observaciones realizadas en campo sobre la vía Paz de Río – Belén se calcula una inclinación de 45 grados para la estructura. En las secciones transversales realizadas, la falla es modelada con esta inclinación.

Las formaciones que conforman el Anticlinal de San Antonio al sur de la zona, presentan espesores mayores a los reportados para estas unidades. Esto se explica como resultado de la deformación interna del anticlinal, el cual se comporta como un pliegue similar, aumentando de espesor cerca de la zona de charnela y disminuyendo hacia los flancos.

La unidad Cataclasitas De Soapaga se ubica en las unidades litodémicas del área de estudio ya que está constituida por granitos brechados, de tonos verdes, en algunos sectores textura neísica, cataclástica y milonítica. Por haber sufrido metamorfismo perdiendo su estructura

primaria o por ser una roca intrusiva, no obedece la ley de la superposición debido a esto no se le da el rango de formación.

Las formaciones sedimentarias que aportan materiales económicamente explotables son: La Formación Tibasosa (calizas), la Formación Plaeners (forforitas), la Formación guaduas (carbón de muy buena calidad), la Formación Lodolitas De Socha (Carbón de baja calidad), la Formación Picacho (arena) y la Formación Concentración (hierro). La minería es artesanal, subterránea o a cielo abierto (canteras). Acerías Paz del Río es la única empresa grande (aunque ha perdido fuerza), que se encuentra en la zona realizando la explotación de Hierro y Carbón.

El reconocimiento de unidades, su ubicación temporal y espacial, la caracterización litológica y la interpretación de los ambientes sedimentarios, otorgan la posibilidad de entender e identificar eventos de escala regional o local, como por ejemplo la secuencia de formaciones del Cretácico que permite reconocer cambios de ambientes de depósito y variedad de eventos asociados con procesos transgresivos y regresivos.

Referencias Bibliográficas

- Agencia Nacional De Hidrocarburos-Anh, Geoestudios Ltda, (2006) Cartografía geológica cuenca Cordillera Oriental- Sector Soapaga, Bogotá D.C.
- Alarcón, H., Villar, A. (2016) Integración de datos estratigráficos y estructurales de las unidades paleógenas presentes en el bloque yacente de la Falla de Soapaga, Universidad Industrial de Santander..
- Alvarado, B., Sarmiento, R. (1944) Informe geológico general sobre los yacimientos de Hierro, Carbón y Caliza de la región deaz de Río (Departamento de Boyacá). Servicio Geológico Nacional. Bogotá.
- Arche, A. (2010) Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial CSIC- CSIC Press
- Ayala - Calvo, R. C., Delgado - Rozo, J. S. (2004) Analisis favial, petrografia y eventos diageneticos de los intervalos calcareos de la Formacion Tibasosa en los sectores de Tibasosa y Corrales—Beteitiva (Boyaca, Colombia). *Universidad Nacional de Colombia, Bogota,*
- Barragán, R., Campos - Madrigal, E., Ferrusquía - Villafranca, I., López - Palomino, I., & Tolson, G. (2010) *Código estratigráfico norteamericano*. Universidad National Autonoma de Mexico.
- Barragán, E., Forero, A. (2014) Análisis Mesoestructural En El Corredor Aledaño Al Río Servitá Entre Enciso Y El Río Chicamocha, Santander. Universidad Industrial de Santander,
- Bayona, G., Rapalini, E., Constanzo, V., Aldana, M., Montes, C., Ayala, C., Gómez, M., Silva, C. & Veloza, G. (2005) Rotaciones y Traslaciones de Bloques Tectónicos Definidos por Paleomagnetismo en Rocas del Mesozoico de Colombia. X Congreso Colombiano de Geología,

- Cediel, F. (1968) El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico*, 16 (1-3).
- Centeno - García, E., Mendoza - Rosales, C. C., Silva - Romo, G. (2009) Sedimentología de la Formación Matzitzí (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, vol. 26, no 1, p. 18-36.
- Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., & Rudkiewicz, J. (1990) Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. *Petroleum and tectonics in mobile belts: Paris, Editions Technip*, 81-100.
- Cooper, M. A., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. & Taborda, A. (1995) Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG bulletin*, vol. 79, no 10, p. 1421-1442.
- Corredor, F. (2003) Eastward extent of the Late Eocene–Early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, no 6, p. 445-457.
- Dalrymple, R. W., & Choi, K. (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, vol. 81, no 3, p. 135-174.
- Dengo, C. A.; Covey, M. C. (1993) Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin*, vol. 77, no 8, p. 1315-1337
- Duque Escobar, G. (2003) Manual de geología para ingenieros.
- Etayo, F., Renzoni, G., & Barrero, D. (1969) Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia: I. Congreso Colombiano de Geología: Bogotá, Asociación Colombiana de Geólogos, Memorias, pp. 217–253
- Etayo - Serna, F. (1976) Contornos sucesivos del mar Cretácico en Colombia. En *Memorias Primer Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Colombia*,.

Fossen, H. (2010) *Structural geology*. Cambridge University Press.

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., & Kelley, S. (2005) Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(5-6), 547-569.

Guerrero, J., Sarmiento, G. (1996) Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero: Implicaciones en exploración petrolera. *Geología Colombiana*, vol. 20, p. 3-66.

Horton, B. K., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes, A. & Stockli, D. (2010) Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, no 9-10, p. 1423-1442.

Hubach, E. (1952) Estratigrafía de la sabana de Bogotá y alrededores. Servicio Geológico Nacional, Informe 185.

Hubach, E. (1957) Contribución a las unidades estratigraficas de Colombia:(enumeración regional, de más reciente a más antiguo). Ministerio de Minas y Petróleos, Instituto Geológico Nacional,

Jimenez, D. M. (2000) Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. *Filitas y Esquistos de Busbanzá, Bogotá, Ingeominas*,

Kammer, A. (1996) Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, vol. 21, p. 65-80.

Kammer, a., Sánchez, J. Early (2006) Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyaca faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 21, no 4, p. 412-422.

López, A.; Mesa, J. E. (1997) Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Girón en el Macizo de Floresta, Departamento de Boyacá. *Unpublished thesis, Universidad Nacional de Colombia (Bogotá)*,

- Martínez, J. (2002) Geología estructural y dinámica global. *Departamento de geología, Universidad de Salamanca, curso, 2002.*
- Miall, A. D. (1977) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.
- Mitra, S. (1990) Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon Traps (1). *AAPG Bulletin*, vol. 74, no 6, p. 921-945.
- Mitra, S. (1992) Balanced structural interpretations in fold and thrust belts. *Structural geology of fold and thrust belts*, p. 53-77.
- Mitra, S. (2002) Fold-accommodation faults. *AAPG bulletin*, vol. 86, no 4, p. 671-694.
- Mojica, J., Villarroel, C. (2012) Contribución al conocimiento de las unidades Paleozoicas del area de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana; Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formacion Cuche. *Geología Colombiana*, vol. 13, p. 55-79.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., & Rodríguez, F. (2006) Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2).
- Mora, A., Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R. A., Parra, M., & Stockli, D. F. (2010) Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG bulletin*, vol. 94, no 10, p. 1543-1580.
- Moreno, C. J., Horton, B., Caballero, V., Mora, A., Parra, M., & Sierra, J. (2011) Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, , vol. 32, no 3, p. 246-263.
- Pardo - Trujillo, A. (2004.) Paleocene-Eocene palynology and palynofacies from northeastern Colombia and western Venezuela [Ph. D. thesis]: Liège. *Belgium, Universite de Liege*,

- Pérez, G., Salazar, A. (1978) Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. *Geología Colombiana*, vol. 10, p. 6-85.
- Pulido, M., Rodríguez, G. I., Torres, V., Vargas, M., Jaramillo, C., Fiorini, F., & Arenas, J. (2006) Proyecto cronología de las secuencias bioestratigráficas del Cenozoico del piedemonte Llanero. *Smithsonian Tropical Research Institute & Instituto Colombiano del Petróleo*,
- Ramirez, J. C., Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., & Casallas, W. (2012) The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 39, p. 112137.
- Renzoni, G. (1962) Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al Este y Sureste de Bogotá. *Boletín Geológico*, , 10 (1-3): 59-79.
- Renzoni, G. (1967), Geología del cuadrángulo J12 Tunja. *Boletín Geológico Ingeominas*, 24 (2): 35-48.
- Renzoni, G. (1981) Geología del cuadrángulo J-12 Tunja. Ingeominas, Bogotá, *Boletín Geológico*, 24(2):31 - 48, (escrito en 1967).
- Reyes, I. (1984) Geología de la región de Duitama – Sogamoso Paz De Rio (Departamento de Boyacá). U.P.T.C., Sogamoso,.
- Rodríguez, D. M., Hernández, O., Kammer, A. (2009) Modelo estructural de la falla de Soapaga a partir de correlación espectral de anomalías gravimétricas y magnéticas en la cordillera oriental, Colombia. *Boletín de Geología*, vol. 31, no 2.
- Sarmiento, L. F., Van Wess, J. D., Cloetingh, S. (2006) Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 21, no 4, p. 383-411.
- Saylor, J. E., Horton, B., Nie, J., Corredor, J., & Mora, A. (2001) Evaluating foreland basin partitioning in the northern Andes using Cenozoic fill of the Floresta basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Basin Research*, vol. 23, no 4, p. 377-402.

- Saylor, J. E., Horton, B., Stockli, D., Mora, A. & Corredor, J. (2012) Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement-involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 39, p. 202-215.
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., Tasa, D. (2005) *Ciencias de la Tierra. Una introducción*.
- Tchegliakova, N., Sarmiento, G., Guerrero, J. (1997) Bioestratigrafía y Paleoecología de los Foraminíferos Bentónicos de la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe. Turoniano Maastrichtiano del Piedemonte Llanero de los Andes Colombianos. *Geología Colombiana*, vol. 22, p. 103-119.
- Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., & Valencia, V. (2013) Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 377, no 1, p. 257-283.
- Toro, J. (1990) The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia.
- Ulloa, C., Rodríguez, E., Rodríguez, G. (2001) *Geología de la Plancha 172, Paz del Río. Ingeominas, Bogotá*
- Ulloa, C., Rodríguez E., Rodríguez, G. (2003) *Memoria plancha 172 Paz de Río. Ingeominas, Bogotá*.
- Velandia, F. (2005) Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá, a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, vol. 27, no 44.
- Villamil, T. (1999) Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 153, no 1, p. 239-275.
- Walker, R. G. (2006) Facies models revisited: Introduction. *SPECIAL PUBLICATION SEPM*, vol. 84, p. 1.

Zavala, C., Arcuri, M., De Freitas, M., & Mesa, A. (2009) Modelo Depositacional Para La Formación Une (Albiano-Cenomaniano). Cordillera Oriental. Colombia. In *10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas*,