

Area Cordillera



informe de prospectividad

Resumen	4	Capítulo 4	29
Introducción	5	Geología estructural	29
Objetivos	5	Observaciones acerca de la base de datos para la reevaluación geológica de la superficie	29
Capítulo 1	6	Reseña de los elementos estructurales	30
Generalidades y antecedentes	6	Falla de Soapaga	30
Localización geográfica	6	Fallas y pliegues asociados a la parte interna del Macizo de Floresta	31
Antecedentes	6	Pliegues y Fallas al E de la Falla de Soapaga	32
Antecedentes de geología estructural	6	Secciones estructurales	33
Anticlinal de Arcabuco	7	Sección vertical por la línea sísmica LA-94_01	34
Anticlinorio de La Floresta	7	Sección vertical por la línea sísmica PDR-88_04	34
Falla de Tutasá	8	Sección vertical por un trayecto aproximado a las líneas sísmicas de ANH-05_12 y de PDR-89_22	35
Anticlinal y Sinclinal de La Floresta	8	Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_14 y PDR-89_06	35
Sinclinatorio de Paz de Río	8	Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_18 y SOA-94_102	35
Anticlinorio de Los Farallones de Medina	8	Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_22 y PDR-88_16	35
Antecedentes estratigráficos	8	Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_24 y SOA-94_106	36
Precámbrico	8	Sección vertical por las líneas sísmicas de SOA-94_108	36
Paleozoico	9	Comparación entre líneas sísmicas de referencia y secciones estructurales	36
Mesozoico	11	Perfil La 94_01	36
Cenozoico	15	Comparación entre la Línea PDR – 1988 – 04 y la sección de Corrales	36
Antecedentes de geoquímica	16	Comparación entre las Líneas ANH – 2005-14 y PDR -1988 – 06– 14 y la sección estructural de la Quebrada Buntia	37
Capítulo 2	23	Comparación entre las Líneas ANH – 2005-18 y SO-1994-102 y la sección estructural Quebrada Divaquía	38
Cartografía del bloque soapaga	23	Comparación entre las Líneas ANH – 2005-22 y SO PDR – 1988 – 16 y la sección estructural Socotá	38
Metodología	23	Comparación entre las Líneas ANH – 2005-24 y SOA-94-106 y la sección estructural Sativa	39
Fisiografía	23	Comparación entre las Líneas ANH – 2005-24 y SOA-94-108b y la sección estructural Jericó	40
Poblaciones y vías de comunicación	24	Métodos potenciales	40
Infraestructura petrolera	24	Descripción de la base de datos	41
Mapa de calidad sísmica	24	Georeferenciación	41
Descripción de la base de datos	24	Anomalía de Aire Libre	41
Procesamiento de datos de Calidad sísmica	25	Anomalía Simple de Bouguer	42
Interpretación de mapas de calidad	25	Anomalía Total de Bouguer:	43
Capítulo 3	26	Procesamiento de Datos Gravimétricos	43
Marco tectónico	26	Interpretación Cualitativa de Datos Gravimétricos	44
Análisis regional	26	Modelo Digital del terreno	44
Límite de placas	27	Mapa de Anomalía de Aire Libre	45
Evolución tectónica	27	Mapa de Anomalía Simple de Bouguer	45



Mapa de Anomalía Total de Bouguer	45
Mapa de Anomalía Residual	45
Interpretación Cuantitativa de Gravimetría	46
Capítulo 5	
Evaluación estratigráfica	47
Información disponible	47
Metodología	47
Estratigrafía física	48
Precámbrico	48
Paleozoico	48
Mesozoico	50
Cenozoico	53
Aloestratigrafía, correlaciones regionales, ambientes sedimentarios	54
Registros de perforación Área de Soapaga	54
Sucesión estratigráfica y ambientes de depósito de las unidades perforadas en el pozo Corrales-1	55
Sucesión estratigráfica y ambientes de depósito de las unidades perforadas en el pozo Bolívar-1	58
Capítulo 6	
Geoquímica orgánica del Bloque Soapaga	61
Modelamiento 1D en el Área de Soapaga	61
Seudopozo en el depocentro del pozo Corrales-1	61
Resultados del modelo del pozo Bolívar-1	63
Secuencia de eventos en el Área de Soapaga	63
Capítulo 7	
Procesamiento sísmico	65
Procesamiento enfocado a rayos	65
Líneas reprocesadas y parámetros de adquisición	66
Procesamiento	66
Productos finales	69
Principales rutinas de procesamiento	69
Correcciones por divergencia esférica	69
Correcciones de amplitud consistentes en superficie	70
Editado de spikes y ruido tipo burst	70
Deconvolución	70
Estáticas de refracción	71
Estáticas residuales	72
Migración preapilado en tiempo	72
Deconvolución f-x	74
Sección pre-apilada en tiempo llevada al datum final de 4000m	75

Pruebas de filtrado pasa-banda para visualización	75
Apilados finales	75
Capítulo 8	
Evaluación petrofísica y de recursos	78
Preparación de la información	78
Correlación de registros y picado de topes de formación	78
Resultados de la evaluación de registros	78
Cálculo de propiedades petrofísicas	79
Ecuaciones utilizadas para el cálculo de propiedades petrofísicas	
pozo Corrales-1	79
Cálculo de Volumen de Shale	80
Cálculo de porosidad	80
Cálculo de saturación de agua	80
Cálculo de Net Pay a partir porosidad efectiva, saturación de agua, Volumen de Shale	80
Parámetros utilizados para los cálculos petrofísicos	81
Capítulo 9	
Definición de áreas con interés exploratorio	83
Geología del petróleo - Área de Soapaga cuenca cordillera oriental	83
Tipo de kerógeno y acumulaciones de hidrocarburos	83
Madurez de las rocas generadoras	83
Sistemas petrolíferos	83
Tipos de plays en la cuenca	84
Conclusiones y recomendaciones	89
Anexos	91
Bibliografía	102

Resumen

El Bloque Soapaga se localiza en la cuenca de la Cordillera Oriental, en inmediaciones del departamento de Boyacá, Colombia - Sur América; corresponde a un polígono de 2272.3 Km² que presenta una sucesión cretácica afectado por las Fallas de Soapaga y Boyacá, las cuales separan franjas con espesores diferentes de sedimentos cretácicos, siendo menores los del lado oriental de la Falla de Soapaga, en donde el espesor de los estratos del Valanginiense Superior al Maastrichtiano sólo alcanza 1.500m.

Esta es una situación geológica muy ventajosa para la exploración de hidrocarburos en rocas del Cretácico, debido a que la materia orgánica no está sobremadura como en otros sectores de la Cordillera Oriental. La sucesión estratigráfica atravesada en el pozo Bolívar-1 indica que el petróleo se encuentra en los cherts fracturados de la parte baja de la Aloformación Guadalupe Media y en las arenitas finas de la parte alta de la Aloformación Guadalupe Inferior.

El objetivo estratigráfico de mayor interés es la Formación Une, que se ubica a aproximadamente 1800 m por debajo de la superficie. Los principales anticlinales, en n orden de importancia son: 1) *La Chapa – La Cucho* 2) *Tasco* 3) *Socotá* y 4) *Bisbita*. Anomalías superpuestas de Bouguer simple, Bouguer Total y residual infieren la presencia de una subcuenca sedimentaria en el sector central del bloque y en cuyo extremo mas sur se ubica el pozo Bolívar-1. La evaluación de los mapas de anomalía residual y soluciones Euler de profundidad coinciden en determinar una subcuenca sedimentaria de profundidad intermedia, con una secuencia entre 1200m y 1500m de profundidad, lo cual la hace muy interesante para orientar la exploración hacia el Noreste del Pozo Bolívar-1, siguiendo la elongación de la subcuenca.

El sello está constituido por los shales y margas de la Aloformación Guadalupe Medio y la roca fuente por las biomicritas y margas de la Formación Chipaque.

Las unidades con mejores características de reservorio potencial se sitúan en el Terciario e incluyen las Aloformaciones Picacho (Eoceno Medio) y Socha Inferior (Paleoceno Superior). Las trampas estructurales ligadas a los pliegues del bloque yacente de la Falla de Soapaga tienen su mayor expresión en los pliegues mas occidentales de este bloque y comprenden los anticlinales de Tasco al Sur y La Chapa – La Cucho al Norte. Estos pliegues son parados e involucran probablemente el basamento.

Los datos geoquímicos de pozo y afloramiento indican la presencia de materia orgánica húmica-terrestre de kerógeno tipo III, para toda la secuencia terciaria (Formaciones Concentración, Socha Superior y Guaduas), y la presencia de materia orgánica de origen marino de kerógeno tipo II, para la secuencia de shales cretácicos. Existen múltiples manifestaciones de hidrocarburos líquidos en superficie en el área de estudio, en unidades tanto del Terciario como del Cretácico, lo que indica que las rocas generadoras alcanzaron condiciones de generación de hidrocarburos. Los hidrocarburos del pozo Bolívar-1 son de baja gravedad API (18°) en rocas correspondientes a la Formación Guadalupe Inferior. Los datos de madurez y los modelos geoquímicos sugieren que los shales de la Formaciones Chipaque y Une Medio estarían en ventana de generación temprana de hidrocarburos (%Ro 0.55-0.7) y los

shales de la Formación Tibasosa estarían en ventana de generación madura (%Ro 0.7-1.3) en las partes más profundas de la zona de estudio. Los datos geoquímicos de roca y crudos sugieren la existencia de un sistema petrolífero con roca generadora en la Formación Chipaque y roca almacenadora en las Formaciones Guadalupe Medio e Inferior, y la posibilidad de sistemas petrolíferos en rocas del Cretácico Inferior tales como Tibasosa – Une (?). Integrando la información en superficie con los modelos en profundidad de 510,67 Km. de sísmica 2D de los programas ANH-SP-2005, PAZ DEL RIO 88, PAZ DEL RIO 89, LAGUNA 94, LAGUNA 95 y TUNJA 1993 y registros eléctricos de los pozos presentes en el bloque (Bolívar-1, Corrales-1),

Se definieron cuatro áreas de interés definidas en este estudio, cuyo volumen total de recursos por probar con una aproximación conservadora que corresponde a 18.8 MMSTB, una aproximación promedio de 34 MMSTB una mediana de 40.8 MMSTB y una aproximación optimista de recursos de 54.7 MMSTB.

Introducción

La Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) en su misión de promover el aprovechamiento óptimo de los recursos hidrocarburíferos del país, solicitó a la Universidad Nacional evaluar el potencial de hidrocarburos en el bloque Soapaga, a fin de promocionarlo y asignarlo a nuevos contratos de explotación, administrando preservando la información pertinente.

El bloque se localiza en la cuenca de la cordillera oriental, en inmediaciones del departamento de Boyacá, Colombia. Ha sido objeto de estudios prospectivos desde 1988 con los proyectos Paz del Río-1988, 1989 y 1990, Floresta-1991, Soapaga-1994, Laguna-1994 y 1995; y recientemente la campana ANH-Soapaga-2005 y Buenavista-2006.

En el bloque Buenavista al zona sur del área, se han perforado dos pozos: El pozo Corrales-1, con objetivo exploratorio las arenas de las formaciones Picacho y Cacho, resultó seco. El pozo Bolívar-1 cuyo objetivo eran las areniscas del cretáceo superior (formación Guadalupe superior), las calizas fracturadas de la formación La Luna (Chipaque) y la formación Pujamana, produjo hidrocarburos en la zona de calizas (porcelanitas) fracturadas? con características no comerciales a la fecha de la perforación. El reprocesamiento de algunas líneas de los programas Paz Del Río-1988 y Laguna-1994, la reinterpretación de la información del pozo y de la geología del área, además de considerar los nuevos precios del crudo hizo a la compañía OMEGA un retomar el pozo Bolívar-1 produciendo desde finales del 2005 hasta la fecha.

Este documento contempla el inventario, la interpretación y evaluación integral de la información geológica, geofísica y geoquímica adquirida por la ANH en el bloque Soapaga, Cuenca de Cordillera Oriental de Colombia. Como resultado se obtuvo un estudio prospectivo del bloque Soapaga, que servirá para ser promovido en las distintas rondas que en su función la ANH disponga.

Objetivos

Objetivo General

Realizar la Evaluación integral y la interpretación de la información geológica, geofísica y geoquímica adquirida por la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) referente al bloque Soapaga; generando un modelo del bloque Soapaga para su posterior uso por parte de las compañías interesadas en la zona.

Objetivos específicos

Los objetivos específicos del estudio, se encuentran definidos en los resultados del paso a paso diseñado para hacer la evaluación integrada del bloque soapaga, teniendo en cuenta la interacción de todas las especialidades envueltas en el proceso.

- Evaluación de Reservas de las zonas consideradas de interés (Plays).
- Evaluación de Riesgo Geológico.

- Definición de zonas de interés potencial.
- Evaluación de propiedades petrofísica de los pozos existentes en el área para su posterior uso en la caracterización de las zonas de interés.
- Evaluación geoquímica (determinación del sistema petrolífero existente en el área)
- Reproceso de información sísmica y posterior adición al modelo electrónico del área.
- Interpretación de líneas sísmicas a nivel estratigráfico y estructural (topes de formación y elementos estructurales).
- Evaluación estratigráfica del área. Determinación de topes de formación a partir de registros de pozos.
- Evaluación estructural del bloque, modelo tectónico, perfiles estructurales y posterior balanceo de secciones.
- Carga de datos en el software de interpretación para posterior evaluación e interpretación de cada una de las especialidades.
- Compilación, inventario y evaluación de calidad de la información existente en el bloque.

Capítulo 1

Generalidades y antecedentes

Localización geográfica

El área de estudio corresponde a la Cordillera Oriental, ubicada en los Andes Colombianos al noroeste de Suramérica, dentro del departamento de Boyacá, sector Soapaga. Con respecto a los municipios cercanos, se encuentra aproximadamente a 48 km al SE de la población de Tunja y a 200 km al NW de Bogotá D.C. Limita al norte con la población de Susacón, al Sur con la población de Firavitoba, al Occidente con las poblaciones de Duitama y Tibasosa y al Oriente con el municipio de Jericó y el Páramo de Pisba. Figura 1. Corresponde a un polígono que cubre un área de 2777.85 km² comprendido en parte por las planchas topográficas 152 y 172, Figura 2, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi a escala 1:100000. En la tabla 1 se registran las coordenadas de cada punto del polígono, con origen Bogotá (1.000.000, 1.000.000).

PUNTO	X	Y
A	1119496,3	1180299,8
B	1165484,0	1180299,8
C	1165484,0	1119895,6
D	1119496,3	1119895,6

Antecedentes

Antecedentes de geología estructural

Grandes estructuras se aprecian en la región, Figura 3, y se distinguen, de Occidente a Oriente, las siguientes: la prolongación norte del flanco oriental del Anticlinorio de Arcabuco, formado por rocas de las formaciones Montebel y La Rusia; el Anticlinorio de La Floresta, delimitado en sus flancos occidental y oriental por dos fallas inversas importantes, orientadas SSW-NNE, que corresponden a las fallas de Boyacá y Soapaga, respectivamente; el

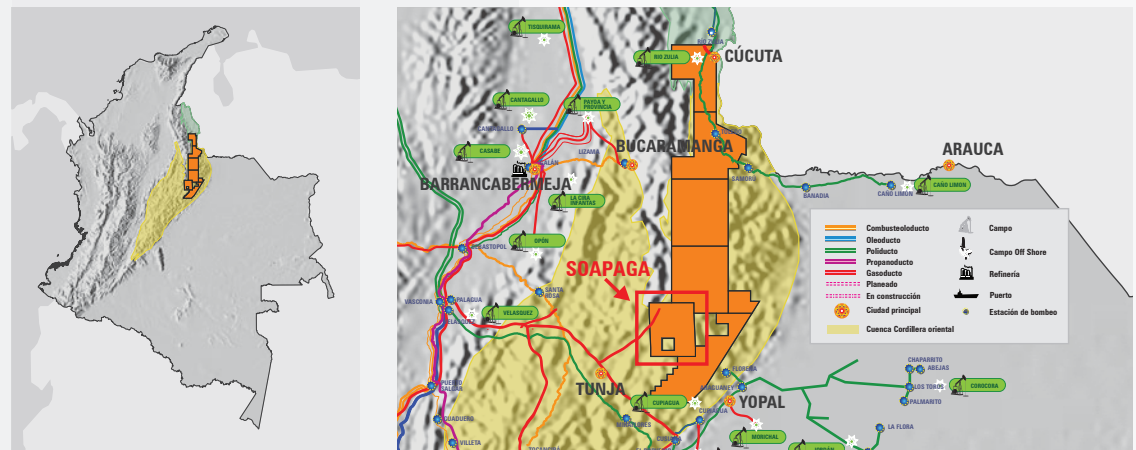


Figura 1. Mapa de Localización del Bloque Soapaga dentro del Departamento de Boyacá, dentro de la división política del Territorio Colombiano.

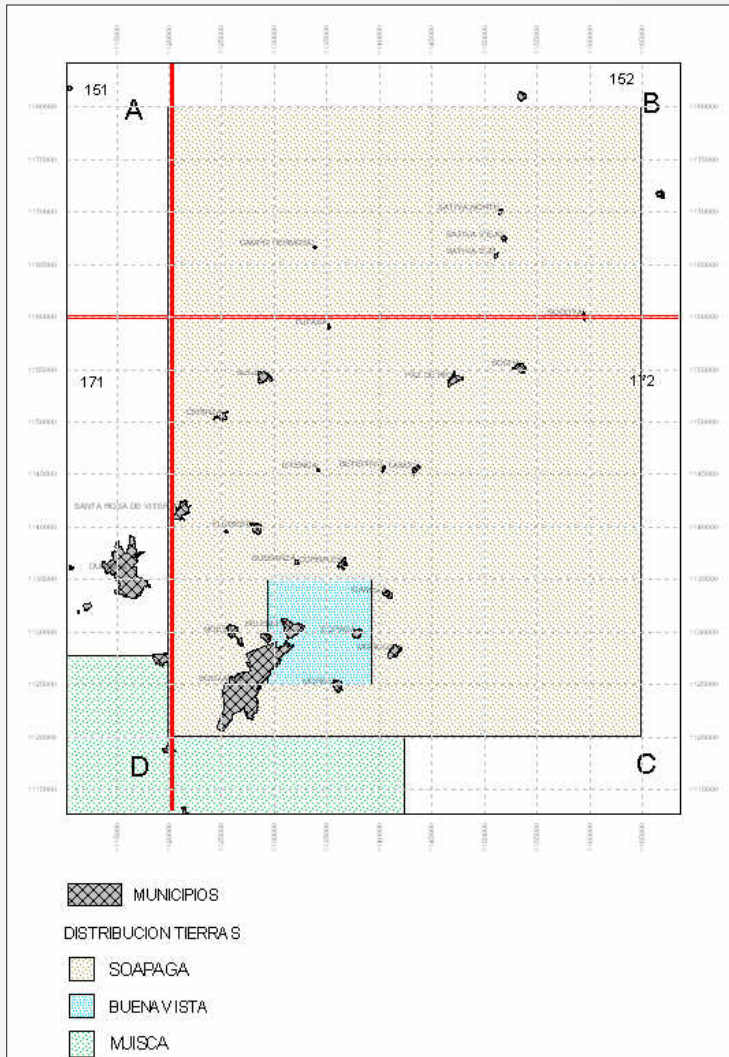


Figura 2. Mapa de Localización del Bloque Soapaga contenido en secciones parciales de las planchas 151, 152, 171 y 172 a escala 1:100.000 del IGAC con origen en el Observatorio Nacional de Bogotá.

Sinclinorio de Paz de Río, delimitado al Occidente por la Falla de Soapaga y al Oriente por el flanco occidental del Anticlinal de Cravo Sur caracterizado por presentar pliegues sinclinales y anticlinales estrechos y de poca extensión que afectan rocas del Cretácico Superior, Paleógeno y Neógeno; la prolongación norte del Anticlinorio de Los Farallones de Medina, conformado por rocas de principios del Cretácico, y caracterizado por presentar estructuras

relativamente simétricas, extensas, con sus ejes orientados en dirección NE-SW y desplazados en forma dextral por fallas de rumbo.

En la mayoría del área comprendida en el estudio se observa un estilo estructural predominantemente compresivo, que se manifiesta en estructuras tales como pliegues y fallas de extensión regional, estructuras que al parecer están relacionadas entre sí. A continuación se relacionan algunas de las dentro de la zona teniendo en cuenta los reportes realizados por Ingeominas (ULLOA, C. RODRIGUEZ, E Y RODRIGUEZ, G. 2003).

Anticlinal de Arcabuco

La prolongación norte del flanco oriental del Anticlinal de Arcabuco se presenta en la parte noroccidental de la zona, donde afloran las formaciones Montebel y La Rusia. Igualmente, se observan pliegues sinclinales y anticlinales secundarios de poca longitud. Todo el conjunto corresponde a un bloque tectónico, limitado hacia Oriente por la Falla de Boyacá, la cual tiene una extensión de aproximadamente 18 km dentro del área, presenta una dirección N30°E y un plano de falla que buza hacia el Occidente, con buzamientos entre 25° y 35°. La Falla de Boyacá coloca en contacto a la Formación La Rusia con las formaciones Une y Chipaque; y continúa hacia el norte, donde coloca en contacto a la Formación Montebel y rocas volcánicas de edad Triásica-Jurásica, con unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior, según Vargas et al. (1981). Cerca de Duitama, localizada inmediatamente al Occidente, coloca en contacto, unidades litoestratigráficas del Jurásico y Cretácico, con unidades del Paleógeno y Neógeno, según Renzoni (1981).

Anticlinorio de La Floresta

El Anticlinorio de La Floresta es la estructura regional formada por las rocas más antiguas de la Plancha 172 Paz de Río. El núcleo de la estructura involucra rocas metamórficas anteriores al Devónico, rocas ígneas emplazadas antes del Devónico y durante el Triásico - Ju-

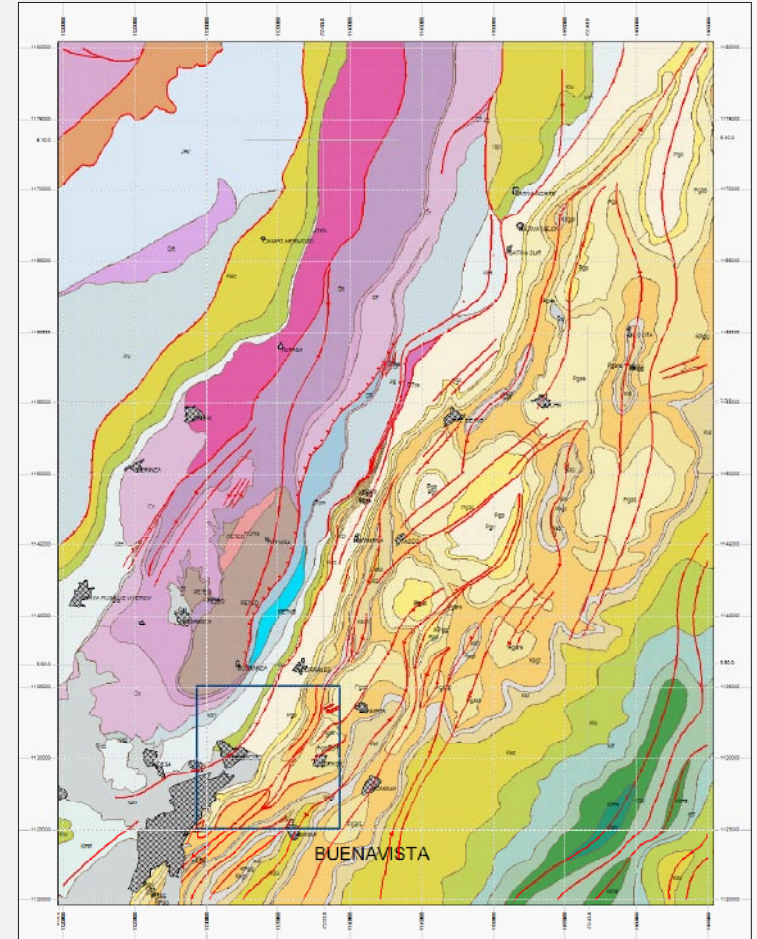


Figura 3. Mapa geológico- estructural de la zona.

rásico, así como también rocas sedimentarias comprendidas desde el Devónico al Jurásico tardío, y sus flancos los constituyen rocas sedimentarias cretácicas. Esta estructura está limitada al Occidente por la Falla de Boyacá y al Oriente por la Falla de Soapaga, esta última de tipo inverso, con orientación NNE-SSW, y plano de falla que buza hacia el Occidente con una inclinación que varía entre 20° y 30°; su extensión dentro del área es de 35 km, y se infiere que continúa al Sur, y se extiende a Tunja fosilizada por los depósitos aluviales de la región de Sogamoso).

Falla de Tutasá

La Falla de Tutasá, de dirección N25°E, presenta un plano de falla vertical, con una extensión de 28 km, se prolonga hacia el Norte por varios kilómetros al área de Soatá, y hacia el Sur es fosilizada por los depósitos cuaternarios del valle de Duitama. Esta falla, en la región norte, coloca en contacto rocas intrusivas anteriores al Devónico con la Formación Tíbet; en la parte central coloca en contacto las formaciones Floresta y Tíbet, y más hacia el Sur, coloca en contacto a las formaciones Floresta y Cucho.

Anticlinal y Sinclinal de La Floresta

El Anticlinal y el Sinclinal de La Floresta son estructuras relativamente simétricas de dirección N15°E y con una extensión entre 10 y 12 km, las cuales son truncadas al norte por la Falla Topón. En los alrededores de la población de Busbanzá, la Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá se presenta replegada, con ejes de estructuras menores de dirección general N 5°E.

Sinclinorio de Paz de Río

El Sinclinorio de Paz de Río es una estructura mayor localizada en la parte central de la Plancha 172 Paz de Río, con una longitud de 46 km y un ancho promedio de 13 km, limitado al Occidente por la Falla de Soapaga y al Oriente por el flanco occidental del Anticlinal de Cravo Sur. Las partes occidental y sur de esta zona del sinclinorio se caracterizan por presentar anticlinales y sinclinales estrechos, con extensiones que varían entre 4 y 22 km, cuyos ejes tienen direcciones que oscilan entre N5°E y N25°E, y los cuales son cortados por fallas inversas y de rumbo. Entre las principales estructuras que componen el flanco occidental de este sinclinorio están:

- El Sinclinal de Betétiva: se trata de una estructura relativamente simétrica, de dirección general NE-SW, cuyo flanco occidental está afectado por la Falla de Soapaga
- Anticlinal de San Antonio: pliegue estrecho simétrico, cuyo eje tiene una dirección NNE-SSW, y es truncado tanto al Norte como al Sur por fallas y se sitúa al Oriente del Sinclinal de Betétiva. Su extensión no supera los 20 km.
- Sinclinal de Mongua: estructura simétrica, cuyo eje de dirección NE-SW es truncado al Norte por la Falla de Gámeza.
- Sistema de Fallas de Paz de Río – Otengá: de tipo inverso, de poco desplazamiento y la cual se entrelaza con la Falla de Soapaga. Las partes central y oriental del Sinclinorio de

Paz de Río se caracterizan por presentar sinclinales y anticlinales amplios, extensos, con sus ejes orientados desde N5°E, N20°E a N40°W, y su núcleo está conformado por rocas paleógenas. Entre las principales estructuras que componen este sinclinorio están:

- Sinclinal de Rondón: se trata de un pliegue simétrico, con una extensión de 9 km y con una dirección de NNE-SSW.
- Sinclinal de Mesalta: estructura asimétrica, con el flanco occidental más inclinado que el oriental, de amplio radio, cuyo eje varía en dirección N50°E en la parte sur a N10°E, aproximadamente, en la parte Norte; su extensión es de 8 km dentro del subdirección.
- Sinclinal de Las Lajas: se trata de una estructura de poca extensión y de dirección N10°E.
- Sinclinal de Picacho: estructura estrecha, relativamente simétrica, de poca extensión y dirección N40°W. Con respecto a los pliegues anticlinales dentro de esta zona, ellos son estrechos, de poca extensión y afectan rocas cretácicas.

Anticlinorio de Los Farallones de Medina

En la prolongación norte del Anticlinorio de Los Farallones de Medina, se presentan:

- Anticlinal de Cravo Sur: pliegue relativamente simétrico, de amplio radio, extenso, de dirección general NE-SW, cuyo eje se prolonga hacia el sur a la Plancha 192 Laguna de Tota.
- Sinclinal El Cochal: pliegue simétrico, cuyo eje de dirección N40°E, es desplazado en forma dextral por la falla de rumbo de Periquilla y continúa hacia el Norte con el nombre de Sinclinal de La Horqueta.
- Anticlinal y Sinclinal La Horqueta: corresponden a pliegues relativamente simétricos, extensos, con sus ejes orientados en dirección NE-SW, y los cuales son desplazados en forma dextral por las fallas de Periquilla y Los Volcanes. En el extremo suroccidental de esta área, se presentan dos pequeños pliegues, anticlinal y sinclinal de poca extensión y radio, con sus ejes orientados en dirección NE-SW y desplazados en forma dextral por la falla de rumbo de Periquilla. Igualmente, dentro de esta área se presenta la Falla Cadillal, de tipo inverso, que afecta rocas cretácicas correspondientes a las formaciones Chipaque y Guadalupe, y la Falla de Monchadita, que corresponde a una falla de rumbo dextral.

Antecedentes estratigráficos

Las unidades estratigráficas que afloran en el área de estudio corresponden a rocas, ígneas, metamórficas y sedimentarias, con edades desde el Precámbrico hasta el Cuaternario, así:

• Precámbrico

pnb Neis de Buntia

Sotelo (1997) propone el nombre de Neis de Buntia para designar un xenolito de ortoneis cuarzo feldespático hornbléndico aflorante a lo largo de la quebrada Buntia (Plancha 172). Esta unidad se expone en una faja de 0,5 km de ancho y 4km de largo, con una orientación

general N30°E, a lo largo de la quebrada Buntia, a la cual debe su nombre, según se aprecia en la cartografía presentada por Jiménez (2000).

En cuanto a la génesis del Neis de Buntia, el paleosoma corresponde posiblemente a rocas anfibólicas provenientes de rocas volcánicas (o gabroides) con intercalaciones de arenitas arcillosas magnésicas cuya deposición ocurrió posiblemente durante el Mesoproterozoico. Estas rocas fueron afectadas por metamorfismo regional de bajo a medio grado a principios del Neoproterozoico, y formaron las anfibolitas del Neis de Buntia y las Filitas y Esquistos de Busbanzá.

pfc Formación Cuarцитas y Filitas de Chuscales

El nombre Formación Cuarцитas y Filitas de Chuscales designa filitas, cuarcitas y metaconglomerados que afloran en la quebrada Chuscales, que dan un relieve de pendientes suaves, en contraste con las zonas escarpadas, producidas por las rocas ígneas y arenitas de la Formación Tíbet circundantes. Las metamorfitas generan suelos arcillosos, micáceos, que dan coloración pardo rojiza a pardo amarillenta.

Las filitas y las cuarcitas se han observado intruidas por el Stock de Chuscales y cubiertas discordantemente por arenitas conglomeráticas de la Formación Tíbet. La edad de las metamorfitas, es claramente predevónica, teniendo en cuenta su contacto discordante por debajo de la Formación Tíbet. Por otra parte, se observa que están intruidas por el Stock de Chuscales, que según dataciones radiométricas obtenidas por el método Rb/Sr, indican una edad 471 ± 22 Ma reportadas por Ulloa & Rodríguez (1982); las anteriores relaciones permiten inferir que las Cuarцитas y Filitas de Chuscales sufrieron metamorfismo regional probablemente en el Neoproterozoico.

pfo Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá –Miembro Filitas de Ometá

El nombre Filitas de Ometá se utiliza para designar un conjunto de metamorfitas que afloran en una franja alargada de 15 km de largo por 3 km de ancho, en la parte sur oriental del Macizo de Floresta, se presentan como secciones de referencia las exposiciones de la unidad en la carretera Busbanzá - La Floresta, el camino de herradura que conduce de Busbanzá a la Escuela del Carmen (plancha 172) y la sección expuesta en la quebrada Ometá. De acuerdo con el análisis efectuado en el área de estudio por Jiménez (2000), esta unidad corresponde a la parte superior de una secuencia que conforma un anticlinal. La base de las Filitas de Ometá es concordante con los Esquistos de Otengá y se observa intruida por rocas graníticas del Stock de Otengá. La base de esta unidad aflora en el sector de la Escuela del Carmen, está constituida por niveles de filitas cordieríticas, con intercalaciones de cuarcitas y filitas, sin cordierita.

peo Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá -Miembro esquistos de Otengá

El nombre de este miembro proviene de la Inspección de Policía de Otengá y se propone para representar a una secuencia de filitas con delgadas intercalaciones de cuarcitas y metaconglomerados. Litológicamente, Jiménez (2000) describe al miembro Esquistos de

Otengá como una unidad constituida por esquistos moscovíticos cuarzosos de color gris, de grano fino a medio, dispuestos en capas subtabulares de 10 a 40 cm de espesor. Exhiben una textura granolepidoblástica a lepidoblástica, caracterizada por una alternancia de bandas de cuarzo y feldespato potásico, con bandas de micas, granate o sillimanita. Basados en los minerales encontrados en la unidad, los esquistos son micáceos a veces con granate y sillimanita, esquistos moscovíticos con feldespato y esquistos moscovítico biotíticos.

• Paleozoico

O?cs Cuarzomonzonita de Santa Rosita

El nombre Cuarzomonzonita de Santa Rosita fue propuesto por Vargas *et al.*, (1981), para designar un cuerpo intrusivo de 30 km de largo y 4 km de ancho promedio, que aflora en la parte sur occidental de San Gil. Es probable que el nombre de la unidad sea tomado del sitio de Santa Rosita, sobre la carretera de Onzaga, en donde aflora el intrusivo. De acuerdo con la clasificación de Travis (1955), la unidad está en el rango de la cuarzomonzonita, con variaciones locales a granito y granodiorita. La edad del intrusivo, de acuerdo con *Carlos Ulloa y Alfonso Arias (2003)* (Informe Plancha 172), es ordovícica temprana hasta mediados del Devónico, teniendo en cuenta las edades radiométricas obtenidas en dos muestras tomadas en la Plancha 152 Soatá, y analizadas en el Centro de Investigaciones Cronológicas de la Universidad de Sao Paulo (IGM 120763 y 120760) dentro del Proyecto 120 del Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG), Magmatismo de Los Andes; las edades Rb/Sr fueron de 394 ± 23 Ma (coordenadas $X=1'184.000$ y $Y=1'144.200$) y 546 ± 48 Ma (coordenadas $X=1'162.750$ y $Y=1'137.050$), respectivamente.

pDsch Stock de Chuscales

Ulloa & Rodríguez (1982) utilizaron el término Stock de Chuscales para designar un cuerpo intrusivo pequeño que aflora en un área aproximada de 0,24 km². Toma su nombre de la margen norte de la quebrada Chuscales. Se caracteriza por presentar una morfología de lomas alargadas, que contrasta con la morfología de colinas suaves de las rocas metamórficas que la circundan. El nombre de Stock de Chuscales se extiende en el presente trabajo al intrusivo que aflora más al Norte en un área de aproximadamente 10 km², al oeste de la Inspección de Policía de Otengá, en las quebradas Las Puentes y Otengá; esta franja fue considerada anteriormente la parte occidental del Batolito de Otenga, término propuesto por *Ulloa & Rodríguez (1982)*.

Se separa el Stock de Chuscales del Stock de Otengá en este trabajo, debido a las diferencias de composición, relaciones con las unidades adyacentes, orientación y características petrográficas que permiten diferenciarlo de la faja oriental (Stock de Otengá).

pD?so Stock de Otengá

Se propone el nombre Stock de Otengá para designar rocas graníticas que afloran al Oriente de la Inspección de Policía de Otengá, en cercanías de la confluencia de la quebrada Otengá con la quebrada Soiquía. Originalmente, el Stock de Otengá fue incluido como parte

de una unidad denominada Batolito de Otengá por Ulloa & Rodríguez (1982), conformado por dos cuerpos que afectaban a la secuencia metamórfica y sedimentaria del Paleozoico.

Se separó la franja oriental del Batolito de Otengá de Ulloa & Rodríguez (1982), la que se redefinió como Stock de Otengá, debido a las diferencias en composición, la extensión geográfica (menos de 100 km²), las relaciones con las unidades adyacentes, la orientación hacia el Oriente y las características petrográficas que permiten diferenciarlo de la faja occidental, Stock de Chuscales. Este stock pudo emplazarse sin o post Orogenia Caparansensis. Posteriormente fue afectado por el evento magmático del Triásico - Jurásico, evento reconocido por las edades radiométricas K/Ar, de cuerpos intrusivos de Santander, tales como el Batolito de Santa Bárbara, Cuarzomonzonita de La Córcava y Granito de Pescadero, según Ward *et al.*, (1973).

D?cs Formación Cataclastitas de Soapaga

Se emplea el nombre de Cataclastitas de Soapaga para designar un conjunto de granitos brechados que afloran en una franja de 5 km de largo por 1 a 2 km de ancho, por la carretera Belén - Paz de Río (Plancha 172). Las rocas de esta unidad, macroscópicamente, son de tonos verdes, lustrosas e intensamente fracturadas; en algunos afloramientos presentan textura néisica, cataclástica, brechoide y milonítica, romboclivaje, intercrecimientos de clorita y biotita, cristales rotados, doblados y microfallas con desplazamiento variable. En algunos sectores, las cataclastitas parecen estar intruidas por granitos.

La composición de esta unidad, con base en el análisis petrográfico de ocho secciones delgadas, corresponde a granito o granodiorita, con cuarzo, albita, ortoclasa (con texturas pteríticas), microclina y minerales de alteración de clorita (a partir de biotita), moscovita y sericita, la formación incluye rocas metasedimentarias. Las cataclastitas se observan cabalgando a la parte superior de la Formación Concentración y cubiertas de forma discordante por los conglomerados de la Formación Girón. La edad de este conjunto es desconocida, solamente se propone que fue afectada por metamorfismo dinámico antes del Jurásico, probablemente en el Devónico.

Dt Formación Tíbet

El término Tíbet se debe a Cediel (1969), quien lo utilizó bajo la denominación de Miembro Tíbet, para designar la parte basal arenosa de la Formación Floresta, que está constituida por una sucesión de areniscas, localmente conglomeráticas, que aflora en el cerro del Tíbet y en cercanías de La Floresta, con espesores variables, entre 700 y 30 m. Posteriormente, Vargas *et al.*, (1981) emplearon este mismo término con la categoría de miembro, y denominaron así a un conjunto de conglomerados y areniscas, con intercalaciones de lodolitas amarillentas y rojizas, con un espesor total hasta de 2.500 m, que reposan sobre rocas metamórficas y están cubiertas de manera transicional por el Miembro Arcilloso de la Formación Floresta en el área del Cuadrángulo I-13 Málaga. Mojica & Villarroel (1984) elevaron este término al rango de Formación, teniendo en cuenta que la unidad es cartografiable, a escala 1:25.000, por una extensa área. La edad de la formación Tíbet es considerada de finales del Devónico

inicial, según Barret (1983). Teniendo en cuenta que la Formación Tíbet alcanza espesores que varían entre más de 700 m y 10 m, que en la parte basal ocurren capas rojas y que en algunas localidades es puntualmente granodecreciente, se puede inferir que sus sedimentos fueron depositados en un ambiente fluvial sobre una paleotopografía abrupta.

Df Formación Floresta

El término Floresta fue utilizado por *Olsson & Caster (1937)*, bajo la denominación de Series del Floresta para designar la secuencia comprendida entre las unidades metamórficas y el Grupo Girón. Posteriormente, *Botero (1950, p. 258)* ascendió el término al rango de formación, para representar tres conjuntos sedimentarios: el inferior, areno conglomerático de 30 m de espesor; el intermedio, arcillolítico, de tonos amarillentos a morados, con un espesor de 530 m, y el superior, arenoso, de 150 m de espesor. Esta unidad reposa de manera discordante sobre rocas metamórficas o concordantemente sobre la Formación Tíbet. Su límite superior con la Formación Cuche es localmente discordante, según *Botero (1950)*. La edad de la formación es considerada a partir de los trabajos efectuados por *Caster (1939)*, *Royo y Gómez (1942)*, quienes determinaron para la Formación Floresta, una edad devónica medio.

Dfm Miembro Floresta Metamorfizado

Descrito por Ward, *et al.*, (1973), como un conjunto ligeramente metamorfizado de la Formación Floresta aflora en la parte más este del área de estudio, en una faja de dirección aproximada Norte-Sur desde el este del río Guare (plancha 135, G12) hasta el extremo sureste de la plancha 151. Se extiende al este y ocupa gran parte del cuadrángulo 1-13 en el que Vargas, *et al.*, (1976), denomina Faja Mogotes-San Joaquín, limitada al Oriente por el Batolito de Mogotes y al Occidente por estratos jurásicos y cretácicos. R. Calpa (en Ward, *et al.* 1973), menciona que cerca a Mogotes aflora la Formación Floresta con un espesor que oscila entre 750 y 1.000 m. Los briozoarios de esta unidad fueron identificados como tipos comunes del Devónico. Dentro del área de estudio, la unidad está compuesta de argilitas grises a verdosas, pizarras grises, filitas verdosas y azulosas, cuarcitas grises y mármol rosado a gris.

Cc Formación Cuche

El nombre y rango de la unidad litoestratigráfica Formación Cuche se debe a Botero (1950), con el cual se designa a una sucesión de capas de arcillolitas de colores blanco amarillento y morado que se encuentran reposando unas veces concordantemente y otras discordantemente sobre la Formación Floresta, las cuales están cubiertas de forma discordante por la Formación Girón, y alcanzan espesores entre 300 y 400 m.

Este mismo autor, basado en una columna estratigráfica generalizada, marca el contacto entre las formaciones Floresta y Cuche, en el tope de un conjunto arenoso de 200 m de espesor; sin embargo, él considera este límite como transicional y lo coloca donde se presenta un mayor predominio de arcillositas de colores morado y blanco amarillento.

Teniendo en cuenta el contacto concordante entre las formaciones Floresta y Cucho, observado en el área de La Floresta por *Cediel (1969)*, *Mojica & Villaruel (1984)* y *Vargas et al., (1981)*, en la Plancha 152 Soatá, es lógico pensar que existió un ciclo sedimentario continuo desde la Formación Tíbet a la Formación Cucho, el cual corresponde, probablemente, al intervalo comprendido desde finales del Devónico inicial al Carbonífero, tal como se ha observado en el área de los Farallones de Medina, para el Grupo Farallones.

• **Mesozoico**

Triásico – Jurásico

TrJ?ia Intrusivo de Aguachica

Gloria Rodríguez y Eduardo López (2001) Plancha 172, proponen el nombre informal de intrusivo de Aguachica para designar rocas graníticas que afloran en un área de aproximadamente 0,6 km², ubicado al sur de la quebrada Otengá; este intrusivo contiene varios xenolitos conformados algunos por metaarenitas de grano fino probablemente de la Formación Tíbet (muestra IGM 38447). Este cuerpo está ubicado al suroeste de la Inspección de Policía de Otengá al norte de la quebrada La Paja, entre las quebradas Aguachica y Otengá. La composición del intrusivo es también granítica y presenta características semejantes de color, alteración y composición a las rocas del Stock de Chuscales en las cuales están emplazadas. La edad del Intrusivo de Aguachica, basado en la relación que guarda con la Formación Tíbet, podría considerarse del Triásico o Jurásico.

TrJm Formación Montebel

El término Montebel fue empleado por primera vez por *Trumpy (1943)*, bajo la denominación de Series de Montebel, para designar la secuencia estratigráfica que aflora en los alrededores de Montebel (carretera Duitama - Charalá). Posteriormente, *Hubach (1957)* elevó el término a la categoría de formación, para representar la secuencia sedimentaria de 1.400 m de espesor, que *Langenheim (1959)* denominó como Girón inferior. *Renzoni (1981, p.37)* empleó el término Montebel en la categoría de formación, al describir una columna estratigráfica de 406 m de espesor, medida por el camino de Palermo a Paipa, sobre la vertiente oriental de la quebrada Las Varas.

Esta sucesión yace sobre la Formación Palermo, la cual no aflora en el área de la Plancha 172 Paz de Río, y está por debajo de la Formación La Rusia, esta compuesta por arcillositas laminadas negras, limonitas rojizas y verdes, areniscas arcillosas y feldespáticas y algunos niveles conglomeráticos. La edad de la Formación Montebel, de acuerdo con *Trumpy (1943)*, es de finales del Triásico. *Langenheim (1960)* basado en datos paleontológicos, la considera "Rético – Liásico", y *Bürgl (1964)*, desde mediados hasta finales del "Liásico". Según lo anterior, se puede apreciar que no existe un consenso sobre la edad de esta unidad.

TrJp Formación Palermo

Descrita en los alrededores de Palermo, se calculan 530 m de espesor; la parte más baja, que afloran por el río Huertas entre Palermo y Gámbita está constituida por un conglomerado

con guijos de areniscas rojas de pocos metros de espesor y por un nivel de unos 50 m de shales negros. La parte restante, que aflora subiendo de Palermo por la quebrada Las Varas, consta de una sucesión de areniscas de grano fino a medio con tintes rojizos, verdosos y violáceos hasta el techo. Subyace a la Formación Montebel. La Formación Palermo corresponde a una parte baja del "middle shaly member" de la Formación Girón según *Langenheim (op. cit.)*. Se supone que sea mesozoica..

Jar Formación Arcabuco y miembro del techo Jar

El nombre y el rango de formación fueron escogidos por *A. A. Olsson (1937)* para indicar las areniscas que afloran por el río Pómeca. La formación está constituida por capas de arenisca cuarzosa blanca con intercalaciones de shales rojos que a veces llegan a formar niveles de 10 a 50 m de grueso. La cubre concordantemente un miembro de 83 m (Jar), descrito en afloramientos sobre la carretera Arcabuco-Moniquirá, formado por areniscas rojas con matriz arcillosa prevalecientes en la mitad inferior y shales rojos prevalecientes en la mitad superior. Por sus características litológicas se considera que con este miembro se cierra el dominio de sedimentación continental hasta aquí examinado, sin poder afirmar si el fenómeno se emplaza a finales del Jurásico o principios del Cretáceo.

La presencia del Miembro del Jar solo en unas áreas, unida al adelgazamiento de la formación que llega a desaparecer sobre el Macizo de Floresta, en dirección este-sureste, prueba un período de erosión post-Arcabuco o no depositación en esta misma dirección; es probable que en esta desaparición haya jugado un papel importante la Falla de Boyacá.

Jru Formación La Rusia

Renzoni (1981) propuso el término Formación La Rusia, para designar así a una sucesión compuesta por conglomerados, arenitas y limolitas rojas, que descansa sobre la Formación Montebel y por debajo de la Formación Arcabuco, en el área del páramo de La Rusia, y que alcanza allí espesores que varían entre 682 y 344 m.

En el extremo noroccidental de la Plancha 172 Paz de Río, esta unidad litoestratigráfica cubre una superficie aproximada de 10 km² y hace parte de la región nororiental del Anticlinal de Arcabuco. La Formación La Rusia presenta una morfología escarpada que contrasta con las dos unidades litoestratigráficas cretácicas contiguas que afloran más al Oriente. La edad de esta formación no se ha definido con exactitud; sin embargo, por encontrarse sobre la Formación Montebel y por debajo de la Formación Arcabuco, se sugiere que pudo depositarse a finales del Jurásico. Las características litológicas de esta unidad, tales como la presencia de conglomerados gruesos a muy gruesos, con estratificación cruzada e intercalaciones de capas rojas, sugieren que su deposición ocurrió en un ambiente continental.

Jg Formación Girón

Este término Girón fue creado por *Hettner (1892)*, bajo la denominación de Series del Girón, para designar a una sucesión de areniscas, limolitas rojas y conglomerados, que se hallan expuestas al oeste de Bucaramanga, cuya edad se consideró inicialmente del Cretácico.

Actualmente, la denominación original de *Hettner (1892)* incluye las formaciones Bocas, Jordán, Girón y Tambor. Posteriormente, *Langenheim (1959)* designó como Formación Girón a la secuencia que descansa sobre la Formación Bocas y que está por debajo de la Formación Tambor, y estableció como localidad tipo el cañón del río Lebrija.

En la misma localidad, *Julivert (1968)*, *Navas (1963)* y *Cediel (1968)* efectuaron trabajos de campo, sobre la secuencia denominada Girón. *Cediel (1968)* le asigna formalmente el rango de grupo, denomina su parte inferior como Formación Girón y la parte superior, como Formación Los Santos. Teniendo en cuenta la posición estratigráfica de la Formación Girón, que descansa sobre la Formación Cucho y está cubierta por la Formación Tibasosa, su edad se considera jurásica, correlacionable con la secuencia denominada Girón, en el área de Santander, según *Rabe (1977)*, como de finales del Jurásico.

Cretácico inferior

Kir Formación Rosablanca

Aflora en nuestra área apenas fuera del mapa, sobre la carretera que de Arcabuco conduce a Moniquirá, consta de 148 m de caliza a veces con lamelibranchios y gasterópodos, con esporádicas intercalaciones de shales negros que alcanzan hasta 5 m de espesor. Se supone que su edad sea valanginiana -hauteriviana. Por su parte, F. Etayo en Fabre (1986) afirma que también las calizas que afloran en las cabeceras de la quebrada Ritoque, pertenecen a esta formación.

Kiri Formación Ritoque

El nombre, propuesto por F. Etayo en Fabre (1986), proviene de la quebrada homónima afluente del río Samacá, donde se observa una sucesión de limolitas grises, amarillentas a rojizas por meteorización, con bancos de calizas a veces lumaquéllicas hacia la parte baja; mide de 75 a 110 m de espesor y contiene equínidos, trigonias y amonitas. Yace concordantemente sobre la Formación Rosablanca en el área noroccidental, sobre la Formación Cumbre en los alrededores de Arcabuco y sobre la Formación Arcabuco en la serranía homónima. Esto demuestra el ulterior ensanchamiento de la cuenca cretácea.

Con respecto a la Nomenclatura Estándar del Valle Medio del Magdalena hay que aclarar que la Formación Rito quedó incluida en el concepto original de la Formación Paja tal como aflora en las zonas meridionales a la localidad, sin embargo, en nuestro concepto representa un desarrollo de facies, propio del área en cuestión en tiempos hauterivianos, ligado en parte al fenómeno del avance marino antes mencionado. Por esta razón, además que por la diferencia litológica con el subyacente y el suprayacente, se creó esta nueva formación conservando el nombre de Formación Paja a la sucesión de shales negros, depositados en parte en ambiente euxínico (perteneciente a un medio de circulación de las aguas restringido, con estancamiento o condiciones anaeróbicas), que ocurren hasta la base de la Formación San Gil inferior.

Kims Formación los Medios

En el área de Los Medios, entre la Formación Arcabuco y la parte inferior de la Formación Paja (Kimp) existen 2 conjuntos bien diferenciados con base en la litología; a saber: Miembro

conglomerático inferior (Kimi).- Por el carretable que conduce de Paipa a Palermo se observan capas de conglomerado (con guijos de arenisca cuarzosa similar a la de la Formación Arcabuco), de arenisca conglomerática y de limolitas (con restos de equínidos) con un espesor de 120 m aproximadamente. La parte conglomerática pasa lateralmente a arenisca. Este miembro yace sobre la Formación Arcabuco y se acuña hacia el Occidente.

Miembro Limolítico Superior (Kims). Siguiendo el carretable arriba mencionado, se observan unos 60 m de limolitas con restos de equínidos. Yace sobre el Kimi y sobre la Formación Arcabuco hasta la Formación Rosablanca. Está superpuesta por un tercer conjunto de 100 a 150 m de limolitas (con esporádicas intercalaciones de areniscas). Este tercer conjunto es correlacionable con base en la litología con la Formación Ritoque. De aceptar esta correlación se puede interpretar la Formación Los Medios como vestigio de un depósito local antes de la invasión marina hauteriviana sobre toda el área.

Kimp Formación la Paja

Está representada por una sucesión de 900 m, descrita por la carretera Sáchica - Tunja, compuesta por: una parte inferior de shales negros, datados hauterivianos con base, entre otros, en los siguientes fósiles: *Olcostephanus boesei*, *Olcostephanus aff. delicaticostatus*, *Olcostephanus (Rogersites) boussingaultii*, *Crioceratites gr. nolani*; una parte media de arcillas abigarradas yesíferas barremianas y aptianas y una parte superior de shales negros aptianos con nódulos huecos. La Formación Paja yace sobre la Formación Ritoque e infrayace la Formación San Gil inferior. En el sector noroccidental aflora una sucesión de unos 600 m de shales negros con frecuentes nódulos piritosos (Kimp) que yace sobre la Formación Ritoque y por debajo de la Formación San Gil inferior (Kmsgi); se infiere para esta sucesión el lapso Hauteriviano-Valanginiano.

Miembro arenoso de la Formación Paja (Kimpa).- A partir de Arcabuco y Togúí, se observa, en la mitad inferior del Kimp la aparición de capas de arenisca blancuzca, que aumenta en número y espesor hacia el Norte. Estos niveles de arenisca, que se alternan con niveles de shales negros más o menos arenosos, llegan a formar en esta última localidad un conjunto de 293 m que llamamos Miembro arenoso de la Formación Paja (Kimpa). El Miembro yace sobre la Formación Ritoque y por debajo de 300 m de shales negros a su vez cubiertos por la Formación San Gil inferior. Se estima que este miembro sea un desarrollo facial local de la parte baja de la Formación Paja.

Comparando los conjuntos se pone en relieve la variación de espesor (que sugiere una depositación de la Formación Paja, en el talud de la cuenca) y el cambio de facies en la parte baja con procedencia del material arenoso desde Santander. Se correlacionan con parte de la Formación Tibasosa.

Kilm Formación Lutitas de Macanal

El término Formación Lutitas de Macanal fue propuesto por *Ulloa & Rodríguez (1979a)* para designar una sucesión de capas de lutitas negras, con intercalaciones esporádicas de calizas, areniscas y bolsones de yeso, que aflora en el río Batá, entre las quebradas El Volador y La

Esmeralda, por debajo de la Formación Areniscas de Las Juntas. Está constituida, principalmente, por una sucesión de capas de lutitas negras, piritosas, ligeramente calcáreas, con nódulos alargados, generalmente arenosos y orientados en forma paralela a la estratificación, con intercalaciones de arenitas finas de cuarzo, grises oscuras, cemento silíceo, en capas medias a gruesas. El contacto inferior de esta unidad litoestratigráfica no se observa en el área, mientras la suprayacente Formación Areniscas de Las Juntas reposa de manera concordante. En esta secuencia estratigráfica se han reportado faunas que abarcan desde el Titoniano hasta el Valanginiano en la región del Cocuy según fósiles analizados por *Bürgl (1959b)*, mientras hacia el surOriente, Guateque, se colectaron muestras fósiles que indican una edad probable de Berriasiano - Valanginiano. Esta unidad es correlacionable con los conjuntos inferior y medio de *Hubach (1957b)* y con la parte media (Kc2) de *Renzone (1968)*. Como probable ambiente de sedimentación para esta unidad se considera marino de aguas someras, en una cuenca restringida.

Kiaj Formación Areniscas de las Juntas

El término Formación Areniscas de Las Juntas fue propuesto por *Ulloa & Rodríguez (1979a)*, para representar la secuencia estratigráfica compuesta por dos miembros arenosos, separados por un miembro lutítico, que aflora en la carretera Guateque - Santa María de Batá, entre las cuchillas de El Volador y El Dátil. En este sector se distinguen tres miembros que fueron denominados Arenisca de El Volador, Lutitas Intermedias y Arenisca de Almeida. Este último miembro parece ser equivalente a las formaciones Arenisca de Cáqueza de *Hubach (1945a)* y Alto de Cáqueza de *Renzone (1968)*.

Kit Formación Tibasosa

El nombre y el rango de la unidad litoestratigráfica Formación Tibasosa fueron propuestos por *Renzone (1981)*, para representar la sucesión litológica que aflora en la población de Tibasosa, por debajo de la Formación Une. El autor dividió la formación en cuatro miembros, los cuales fueron denominados de base a techo como: Miembro Basal (Kit4), compuesto por conglomerado, limolitas y areniscas, a veces conglomeráticas; Miembro Calcáreo Inferior (Kit3), constituido principalmente por shales, calizas arenosas y areniscas; Miembro Arenáceo Intermedio (Kimt2), compuesto por shales y areniscas, y el Miembro Calcáreo Superior (Kmt1), formado por shales, caliza lumaquélica y areniscas.

Kit1 Formación Tibasosa Conjunto Inferior

El Conjunto Inferior consta de una sucesión de cuarzoarenitas de grano fino, medio y grueso hasta conglomerática, con colores que varían desde gris claro a blanco, gris verdoso y rojizo por meteorización, cemento silíceo, en capas medias a gruesas, con láminas inclinadas tangenciales e intercalaciones esporádicas de lodolitas arenosas, grises verdosas y amarillentas, cuyos espesores varían entre 20 y 30 cm. El Conjunto Inferior descansa en forma paraconforme sobre la Formación Girón y discordantemente sobre la Formación Cucho y la Cuarzomonzonita de Santa Rosita

Kit2 Formación Tibasosa Conjunto Superior

El Conjunto Superior (Kit2) tiene un espesor total de 481 m. En la localidad de Betéitiva, este conjunto es colocado sobre la Formación Girón por fallas inversas y está por debajo de la Formación Une en contacto concordante. De la Formación Tibasosa, *Renzone (1981)* cita fauna colectada en el Miembro calcáreo Inferior (Kit3) y Miembro calcáreo superior (Kit1), que indican una edad probable de Hauteriviano y mediados o finales del Albiano, respectivamente. Esta formación se correlaciona cronológicamente con las formaciones Arenisca de Las Juntas y Fόμεque.

Kif Formación Fόμεque

Este término Fόμεque fue propuesto originalmente por *Hubach (1931)*, bajo la denominación de "Conjunto de Fόμεque", y, posteriormente, Formación Fόμεque, para designar una sucesión de capas compuestas por "esquistos piritosos, caliza cristalina, arenisca calosa y areniscas cuarcíticas", que afloran en la parte media de la angostura del río Une y en la región de Ubaque - Choachí - Fόμεque. La parte inferior de la Formación Fόμεque es considerada por *Hubach (1957a)* como Hauteriviano, debido a la presencia de *Olcostephanus* en la base de la formación. La edad de los niveles superiores no se conoce, aunque *Hubach (1957a)* y *Bürgl (1961)* consideran que la Formación Fόμεque abarca, además, el Aptiano y gran parte del Albiano. En cuanto al ambiente de sedimentación en el cual se acumuló la formación, es posible que haya sido marino de aguas someras, con circulación restringida.

Kiu Formación Une

El nombre Une fue dado por *Hubach (1931)*, para referirse a la secuencia arenítica que aflora en la carretera Bogotá - Villavicencio, entre Chipaque y Cáqueza que representa la parte media del Grupo Villeta. *Renzone (1962)* utiliza este término con categoría de formación, al describir la sucesión litológica que aflora en las secciones de las carreteras Une - Fosca y Choachí - Bogotá. El contacto superior con la Formación Chipaque, observado en otras localidades del área estudiada, es concordante y transicional, y se marca a la base de una secuencia, espesa, de lodolitas. *Bürgl (1957)* cita, en la parte alta de la Formación Une, una fauna procedente de los alrededores de Choachí, que indicaría una edad de Cenomaniano; *Campbell (1962)* reporta en la Arenisca de Une una fauna colectada en la carretera Une - Fosca, cuya edad es Albiano. Con base en las edades propuestas por estos autores, la Formación Une representaría una edad comprendida entre el Albiano y el Cenomaniano. Esta formación parece corresponder litológicamente a la Formación Aguardiente, del área de Santander.

Cretácico superior

Kscn Formación Conejo

Se propone esta nueva formación para la sucesión bien expuesta en el camino que se desprende del carretable Oicatá-Chivatá en la localidad de Pontezuela y conduce a la Ve-

reda San Rafael bordeando el alto El Conejo. Sobre un estrato de caliza de 0,80 m que suprayace a shales negros (ricos en *Inoceramus*) con delgadas intercalaciones limolíticas y calcáreas, siguen 7m de shales gris-oscuros y areniscas bandeadas un poco silíceas, fracturadas en panelitas, que correlacionamos con el nivel limolítico-silíceo antes mencionado; siguen 265 m formados por siete niveles de arenisca (de 3 a 8 m, formando crestas) intercalados en niveles de shales gris-oscuros a amarillentos en superficie forman valles. Hacia la parte alta, pueden ocurrir esporádicos estratos de caliza. La Formación Conejo yace sobre el Grupo Churuvita y por debajo de la Formación Plaeners.

Ksc Formación Chipaque

El término Chipaque fue empleado por primera vez por *Hubach (1931)* bajo la denominación de Conjunto Chipaque y, posteriormente, como Formación Chipaque, para representar la parte superior del Grupo Villeta. Según su autor, el techo de la Formación Chipaque lo forma la caliza de Chipaque o Nivel de *Exogyra squamata*, que marca el límite Villeta - Guadalupe Inferior. *Renzoni (1962, p.72)*, basado en las secciones de referencia a lo largo de las carreteras Choachí - Bogotá (camino de la Sabaneta - quebrada del Raizal) y Chipaque - Bogotá, redefine la Formación Chipaque, y engloba bajo esta denominación a las Formaciones Chipaque y Guadalupe Inferior de *Hubach (1931, 1957a)*. De esta manera, la Formación Chipaque queda limitada en su base por la Arenisca de Une y en su techo por la base de la Arenisca Dura. de acuerdo con la posición estratigráfica de la Formación Chipaque, su base se considera de edad Cenomaniano, debido a la fauna colectada, en la parte alta de la Arenisca de Une. Su techo se considera del Coniaciano o Santoniano, ya que la base de la suprayacente Formación Arenisca Dura, en la sección aflorante por la carretera que conduce de Tabío a Chía, en el sector de la Capilla de Lourdes, contiene fauna indicativa de estas edades, según reporta *Julivert (1968)*.

Ksl Formación La Luna

Según *Julivert (1968)*, el término "La Luna Limestone" fue introducido por *Garner (1926)*, para designar la sucesión de shale calcáreo, negro, fosilífero, con concreciones de calizas negras. El nombre de la formación se deriva de la quebrada La Luna, en la sierra de Perijá, Estado de Zulia, Venezuela. Posteriormente, *Hedberg & Sass (1937)* hacen una descripción detallada de la misma unidad litoestratigráfica y le dan el nombre de "La Luna Formation". *Notestein et al., (1944)* introdujeron el término en Colombia y describen la Formación La Luna en la Concesión Barco, compuesta por caliza gris oscura, con foraminíferos y shale bituminoso calcáreo y nódulos de chert negro. Como se puede apreciar, según las determinaciones paleontológicas efectuadas por diferentes autores, la edad de la Formación La Luna en la serranía de Perijá es Turoniano, y se torna paulatinamente más joven hacia el sur (Turoniano a Coniaciano en el Cocuy) y Maestrichtiano inicial en Paz de Río. Esto permite considerar que las facies que componen a la Formación La Luna son heterócronas. La unidad se observó cambiando de facies calcáreas y calcáreas silíceas a facies silíceo arenosas de la Formación Plaeners.

Ksgp Formación Plaeners

El término Plaeners con el carácter de unidad litoestratigráfica fue introducido por *Hubach (1931)*, bajo la denominación de "Horizonte de Plaeners" y, posteriormente, "Miembro Plaeners". *Hubach (1957b)* emplea este nombre para referirse a la parte media de la Formación Guadalupe Superior, la cual fue dividida en Arenisca Dura, Horizonte de Plaeners y Arenisca Tierna. *Bürgl (1959a)*, en su trabajo de la zona de Chía y Tenjo, indica la presencia de dos niveles de Plaeners dentro del Grupo Guadalupe: denominó al nivel más alto, comprendido entre la Arenisca de Labor y la Arenisca Tierna, "Plaeners Superiores" y dejó sin denominación los que se localizan en la parte inferior. Posteriormente, la *Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists (1961)* denominó a este nivel inferior de Plaeners de *Bürgl (1959a)*, como "Miembro Plaeners Inferiores" (*Lower Plaeners Member*), el cual es equivalente al "Nivel de Plaeners" de *Julivert (1961, 1963)*.

La Formación Plaeners descansa en contacto neto y concordante unas veces sobre lengüetas de la Arenisca Dura y otras al Chipaque y su base se puede marcar en la primera aparición de limolitas silíceas; su contacto superior con la Arenisca de Labor es concordante y neto, y se ha marcado en el tope de la última sucesión de limolitas silíceas. Dentro de esta unidad litoestratigráfica, *Bürgl (1957)* cita la presencia de foraminíferos de edad Maestrichtiano temprano. *Pérez & Salazar (1971)* mencionan al Oriente de Bogotá: *Ostrea tecticoستا?*, *Orthocarstenia cretácea?* y *Orthocarstenia clarki*, y basados en esta fauna le asignan una edad de Campaniano hasta Maestrichtiano. La Formación Plaeners es correlacionable con la Formación La Luna del área de Santander.

Ksgpi Grupo Guadalupe Formación Labor y Los Pinos

En esta zona se agrupan las unidades de Labor y Los Pinos en una sola formación, de igual forma como fue efectuado en el área de Chiquinquirá por *Ulloa & Rodríguez (1979b)*. La Formación Los Pinos en sectores descansa de manera concordante sobre la Formación La Luna en el área de los Santanderes y en el área de Boyacá sobre la Formación Arenisca de Labor. En el sector de Samacá-Cómbita se observa una sucesión compuesta de 49 m inferiores de shales (que contienen Foraminíferos) con algunas intercalaciones de arenisca y 10 m superiores de arenisca; en Soracá la sucesión está formada por 117 m inferiores de shales gris-oscuros con intercalaciones de arenisca y por 50 m superiores de arenisca al norte de el Encanto, por la carretera de Ramiriquí- Boyacá, se observaron 127 m de shales grises oscuros con intercalaciones de arenisca y de lumaquela (*¿Ostrea abrupta*) y fosforita, seguidos por 34 m de arenisca con fosforita hacia la base.

La edad de esta unidad en el área de la Plancha 173 Támara, según *Fabre (1986)*, es considerada como Campaniano hasta Maestrichtiano inicial, mientras en el área de Paz de Río es Maestrichtiano inicial, según Sarmiento, en Osorno (1994). El ambiente de depósito de esta unidad, de acuerdo con *Fabre (1986)*, es de aguas marinas poco profundas y zona de plataforma con biostromas.

La Formación Los Pinos se puede correlacionar con partes de la Formación Arenisca de Labor y con la parte inferior de la Formación Colón.

Ksgt Grupo Guadalupe Formación Arenisca Tierna

Este término Arenisca Tierna se debe a *Hubach (1957)*, quien lo utilizó con la categoría de miembro, para representar el techo del Grupo Guadalupe. La unidad está constituida por cuarzoarenitas de grano fino a grueso, con colores grises claros, grises oscuros a amarillentas, algo friables, en estratos delgados a gruesos con estratificación plano paralela, ondulosa e inclinada. En la unidad se encuentran varias capas con icnofósiles (Thalassinoides) y niveles bioturbados. En general, se observa que los paquetes de arenitas son granocrecientes y algunos niveles de cuarzoarenitas son calcáreos, especialmente en la parte superior de la unidad.

En el área, la Formación Arenisca Tierna se observa reposando concordantemente sobre la Formación Los Pinos y por debajo de la Formación Guaduas en contacto concordante y neto. Basado en su posición estratigráfica, *Bürgl (1961)*, *Etayo*, en *Fabre (1986)* y *Sarmiento*, en *Osorno (1994)* la consideraron de edad Maestrichtiano. La unidad se correlaciona con la Formación Mito Juan de la Concesión Barco.

KPgg Formación Guaduas

Según *Julivert (1968)*, el término Guaduas fue empleado por primera vez por *Hettner (1892)*, para representar todos los «materiales que en la región de Bogotá se encuentran por encima del Guadalupe». Posteriormente, *Hubach (1931, 1945b, 1957b)* restringe el término Guaduas, con categoría de formación, y queda limitado en su parte inferior por la Formación Guadalupe Superior y en la parte superior por la Formación Arenisca del Cacho. El autor divide la Formación Guaduas en tres conjuntos. Uno inferior, limitado hacia la base por la Arenisca Tierna y hacia el techo por la Arenisca La Guía; el medio por la base de la Arenisca La Guía y el techo de la Arenisca La Lajosa y el superior entre el tope de La Lajosa y la base de la Arenisca del Cacho, y establece como localidad tipo el área de Guatavita. *Van der Hammen (1957)* da como localidad tipo para esta misma Formación, la sucesión litológica que aflora entre los boquerones de Lenguazaque y Guachetá. *Alvarado & Sarmiento (1944)* denominan Formación Guaduas, en la región de Paz de Río, a la sucesión litológica comprendida entre el techo de la arenisca calcárea, fosilífera, de la Formación Ermitaño y el primer conjunto grueso de areniscas de la Formación Socha Inferior. El término Formación Guaduas se emplea para designar la secuencia litológica, que descansa sobre la Formación Arenisca Tierna y limitada al tope por una gruesa secuencia de arenita de la Formación Arenisca de Socha, equivalente a la Formación Socha Inferior de *Alvarado & Sarmiento (1944)*.

Por la carretera de Chivatá – Toca y por la quebrada carbonera se levantó una sucesión compuesta así: unos 250 m inferiores de arcillas grises y esporádicas areniscas friables, mal expuestas; siguen 270 m de arcillas grises, arenisca friable y carbón; al techo, 50 m de arcillas verduscas y violáceas y arenisca.

Yace sobre el Miembro de la Arenisca Tierna y por debajo de la Arenisca del Cacho (parte basal de la formación Bogotá) corresponde a la Formación de Guaduas de la Sabana de Bogotá que *T. Van Der Hammen (Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales*

y Tectogénesis de lo Andes colombianos; Bol. Geol. Vol. VI Nos. 1-3, 1958, Bogotá) data como maestrichtiana hasta la parte media y como paleocena en la parte superior

Cenozoico

Paleógeno

Pgars Formación Areniscas de Socha

Se utiliza el nombre de Formación Areniscas de Socha para designar a una gruesa secuencia de areniscas que reposa concordantemente sobre la Formación Guaduas, a la que inicialmente *Alvarado & Sarmiento (1944)* denominaron Socha Inferior, y consideraron, como localidad tipo, la sucesión litológica aflorante en Socha Viejo. Se plantea no utilizar el nombre inicialmente propuesto por *Alvarado & Sarmiento*, pues, según la Guía Estratigráfica Internacional (1994), los términos inferior, medio y superior no deben ser usados para subdivisiones formales de unidades litoestratigráficas.

Al norte de pesca, en la localidad de Aguas- calientes aflora una sucesión de 102 m, formada por 20 m inferiores de arenisca de grano grueso, amarillenta; 12 m intermedios de arcillas grises, verduscas y rojizas; y 70 m superiores de arenisca; *Van der Hammen (1957)*, según estudios palinológicos, indica para la Formación Socha Inferior (Formación Areniscas de Socha), una edad paleocena temprana, intervalo de tiempo en el cual se considera ocurrió la acumulación de la parte superior de la Formación Guaduas y, probablemente, la parte inferior de la Formación Cacho.

También establece su correspondencia palinológica con la parte inferior de la Formación Lisama, del Valle Medio del Magdalena, y con la Formación Barco, de la cuenca de Maracaibo. En el área de Paz de Río, *Sarmiento*, en *Osorno (1994)*, se basa en estudios palinológicos y le asigna una edad paleocena tardía.

Pgas Formación Arcillas de Socha

Se propone el nombre Formación Arcillas de Socha para designar la sucesión estratigráfica comprendida entre la Formación Areniscas de Socha y la Formación Picacho, y se establece su localidad tipo en Socha Viejo, donde alcanza un espesor de 400 m. Se propone el nombre de Formación Arcillas de Socha, que reemplaza al de Formación Socha Inferior de *Alvarado & Sarmiento (1944)*, dado que la Guía Estratigráfica Internacional recomienda no utilizar términos como inferior, medio o superior en la definición de nombres de unidades formales.

La descripción de esta unidad litoestratigráfica se hace con base en las secciones medidas en la carretera Corrales - Paz de Río, donde presenta un espesor de 345,25 m y al Occidente del colegio Sugamuxi de Sogamoso, donde alcanza 172,35 m de espesor. El contacto de esta unidad litoestratigráfica con la suprayacente Formación Picacho es concordante y neto, y se ha marcado en la base de una sucesión de cuarzoarenitas de grano medio a grueso. *Alvarado & Sarmiento (1944)* consideran que este contacto podría ser discordante, debido al cambio de espesor que muestra la Formación Socha Superior en sectores como el cerro del Fraile (cambia de 400 m a 180 m) y el carácter conglomerático en la base de la Formación Picacho.

Vargas et al., (1981) también consideran este contacto discordante, basado igualmente en las fuertes variaciones de espesor de la Formación Socha Superior, Bogotá, de la Sabana de Bogotá, con la parte superior de la Formación Lisama del Valle Medio del Magdalena y también, con una porción de la Formación Los Cuervos, de la Cuenca del Maracaibo. T. Van Der Hammen (op. cit.) la refiere, con base en estudios de polen, al Paleoceno.

Pgp Formación Picacho

El nombre de Formación Picacho fue dado por Alvarado & Sarmiento (1944) para designar un conjunto potente de areniscas que descansa sobre la Formación Socha Superior (Formación Arcillas de Socha), y establece su localidad tipo en el cerro Picacho, 1,5 km al noroeste de Paz de Río.

El contacto superior con la Formación Concentración es concordante y neto, y se marca en el techo de una sucesión de arenita de cuarzo media a gruesa. Bajando de Aguascalientes a Tobacá afloran 80 m de capas de arenisca conglomerática blanzuca con esporádicas intercalaciones de conglomerado (bien calibrado, homogéneo, de guijos bien redondeados de cuarzo y de chert).

La Formación Picacho, en la sección al Occidente del colegio Sugamuxi en Sogamoso, está compuesta por un conjunto inferior de 46,50 m de espesor y consta de una alternancia de arenita de grano medio a grueso, con lentes de conglomerados de cuarzo, gris amarillenta, friable, en capas delgadas y muy gruesas, de 0,05 a 3 m de espesor y arcillolitas grises claras y amarillentas, con espesores que oscilan entre 1,20 y 20 m. El conjunto medio tiene un espesor de 100 m de cuarzoarenitas de grano medio a grueso, gris clara, amarillenta y rojiza, friable, cemento silíceo, en capas muy gruesas, con lentes de conglomerados formados por cuarzo y fragmentos de roca.

El conjunto superior tiene un espesor de 35 m. A la base del conjunto se encuentra una sucesión de capas de arcillolitas grises claras de 10 m de espesor, seguido por 25 m de cuarzoarenita de grano fino a medio, amarillenta y rojiza, friable, cemento silíceo, estratificada en capas muy gruesas, con lentes de conglomerados compuestos por cuarzo y fragmentos de roca.

El contacto superior con la Formación Concentración es concordante y neto, y se marca en el techo de una sucesión de arenita de cuarzo media a gruesa. Según van der Hammen (1957), en esta unidad no se han encontrado muestras con polen; sin embargo, basado en su posición estratigráfica, considera que su edad debe ser eocena temprana, y establece su coetaneidad con las formaciones La Paz del Valle Medio del Magdalena, El Mirador de la Concesión Barco y Hoyón del Valle Medio del Magdalena y la región de la Sabana de Bogotá.

Pgc Formación Concentración

El nombre y rango de la unidad litoestratigráfica Formación Concentración fueron dados por Alvarado & Sarmiento (1944), para designar una sucesión de arcillolitas comúnmente yesíferas y areniscas de grano fino a grueso, con estratos de hierro oolítico, que descansa sobre la Formación Picacho.

Su sección tipo está localizada a lo largo del río Soapaga, entre el caserío de Concentración y el puente del Uvo (carretera Santa Rosa - Paz de Río - Socha), donde presenta un espesor que

oscila entre 1.368 y 1.554 m. Basado en el contenido de polen encontrado en varios horizontes de la Formación Concentración, Van Der Hammen (1957) la asigna al Eoceno medio a Oligoceno medio, y establece su correlación, con excepción de la parte inferior, con las formaciones San Fernando y Diablo del Borde Llanero y Carbonera de la Cuenca de Maracaibo.

• Cuaternario

Depósitos cuaternarios

En el área estudiada se diferenciaron los siguientes tipos de depósitos cuaternarios:

Glaciares (Qm)

Depósitos glaciares se presentan en el extremo noroeste y constan de una serie de morenas, formadas por bloques angulares, de arenitas y conglomerados, en una matriz arenosa arcillosa, sin ninguna selección.

Coluviales (Qc)

Con el término coluviales se incluyen los depósitos de talud y derrubios; están constituidos por acumulaciones de materiales de composición heterogénea y de tamaño variable, predominantemente bloques angulares.

Aluviales (Qal)

Depósitos aluviales se ubican hacia los márgenes de los drenajes principales y consisten de bloques redondeados a subredondeados, principalmente de arenitas, en una matriz arenosa arcillosa. Presentan una morfología plana.

Toda esta compilación se puede observar en la Figura 4.

Antecedentes de geoquímica

En el área de estudio la información geoquímica disponible ha sido obtenida principalmente a partir de muestras de afloramiento y rezumaderos, a las cuales se les han realizado diferentes tipos de análisis, entre los que se encuentran pirolisis Rock-Eval, cromatografía gaseosa con espectrometría de masas, e isótopos de carbono (Cities Services, 1983, Mello. Et al., 1995, y Corelab, 1997).

En total se han realizado en estos estudios análisis geoquímicos a 189 muestras obtenidas en campo en el área de estudio y alrededores. Sin embargo, la cantidad de muestras analizadas correspondientes a rocas generadoras y sus extractos son muy pocas en proporción a la extensión y espesor de las unidades estratigráficas, lo cual limita bastante la representatividad de los resultados obtenidos para una caracterización apropiada de la calidad de la materia orgánica y de su madurez.

En cuanto a información de pozos, en el área sólo han sido perforados dos, los pozos Corrales-1 y Bolívar-1, de los cuales sólo es productor de hidrocarburos en el área el pozo Bolívar-1.

En ambos pozos se han realizado análisis geoquímicos de las rocas perforadas. Sin embargo, la estratigrafía encontrada en los dos pozos no es similar ya que en el pozo Corrales-1

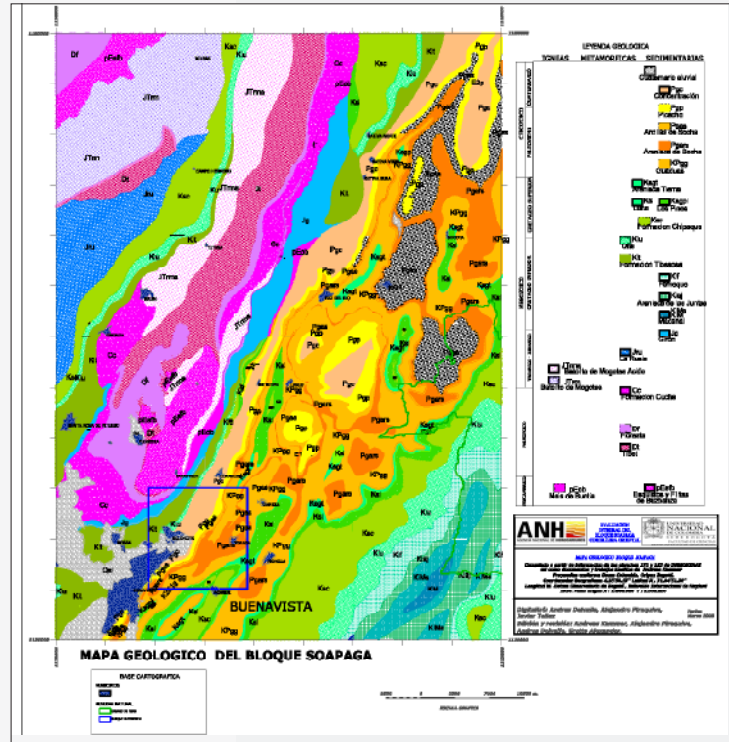


Figura 4. Mapa geológico de la zona.

no se perforó la secuencia cretácica, mientras que en el pozo Bolívar-1 se perforó principalmente sedimentos cretácicos. En este reporte preliminar del área de geoquímica se van a presentar resultados no definitivos, principalmente basados en los resultados obtenidos en cuanto a madurez de las rocas generadoras, calidad, y características de los crudos encontrados en los resumaderos y los pozos perforados, de acuerdo con los informes antes mencionados.

• **Resultados de los análisis geoquímicos de muestras de pozo**

Pozo Corrales-1

En este pozo se analizaron 27 muestras de ripios de perforación, muestreadas cada 100 pies entre 500 y 4800 pies de profundidad, y una muestra de aceite obtenida entre 2132 y 2147 pies (Weber, 1990a).

Los resultados de los análisis realizados indican lo siguiente:

- La secuencia terciaria perforada en el pozo presenta un potencial de generación pobre a nulo, lo cual está de acuerdo con las condiciones de depósitos continentales fluviales de las unidades depositadas durante este periodo.

- Los 4300 pies correspondientes al intervalo muestreado se encuentran inmaduros y por lo tanto no han generado hidrocarburos. Figura 5.
- El crudo recuperado en el intervalo 2132 a 2147 pies, ha sido fuertemente biodegradado con una baja gravedad API de 11.5°.
- Este crudo se pudo haber generado a partir de una roca marina carbonática depositada en un ambiente reductor.

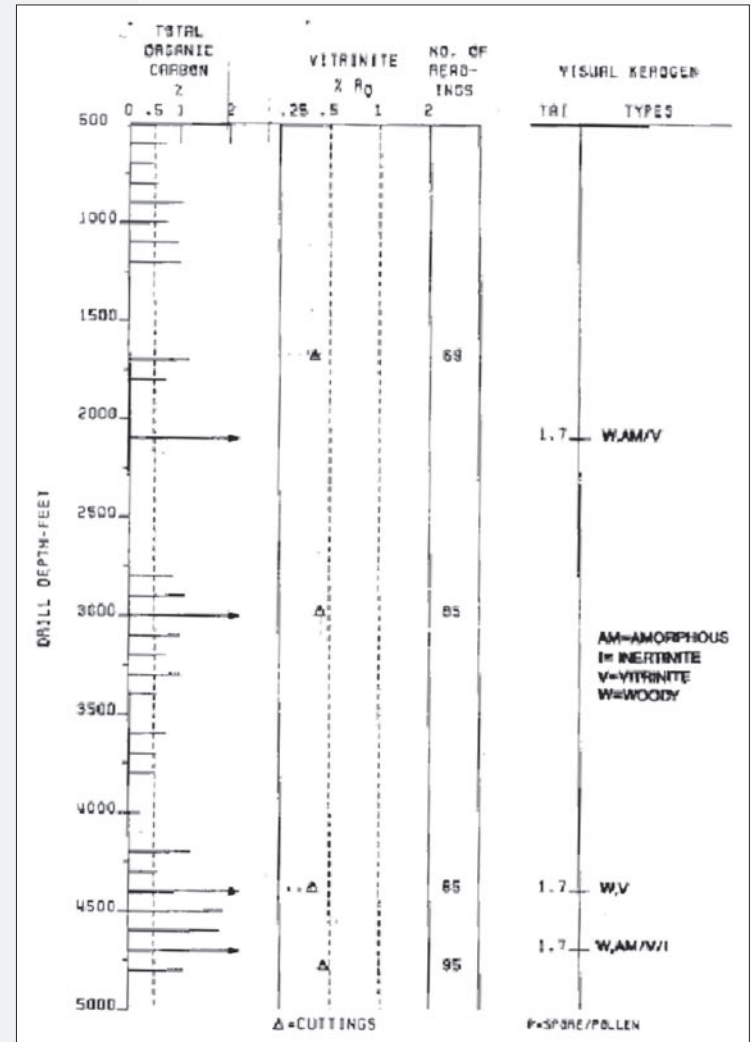


Figura 5. Perfil de madurez del pozo Corrales-1. Tomado de (Tomada de Weber, 1990a).

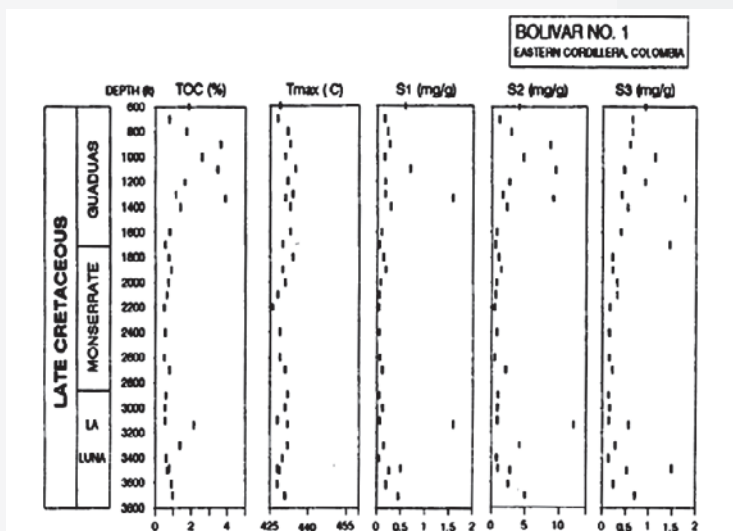


Figura 6. Datos de pirólisis del pozo Bolívar-1 (Tomada de Weber, 1990b).

- Los datos de pirólisis Rock-Eval indican que el tipo de kerógeno varía entre Tipo II y Tipo III, siendo las muestras más ricas en hidrógeno y por lo tanto proclives a generar aceite, las correspondientes a la Formación La Luna?. Figura 7.
- Las muestras de la Formación Guaduas presentan considerables cantidades de vitrinita (> 40%) y son por lo tanto proclives a generar gas.
- El grado de madurez alcanzado por las muestras analizadas es inmaduro a madurez temprana de acuerdo con los datos de reflectancia de vitrinita y Tmax obtenidos. Figura 7.
- En el caso del aceite encontrado en el pozo, este se encuentra fuertemente biodegradado, como lo muestra la ausencia de parafinas normales, una proporción baja de hidrocarburos en el rango de las gasolinas (Weber, 1990b) y la gravedad API de 18.3°.
- Este aceite presenta buena correlación con los extractos de roca obtenidos de las muestras de la Formación La Luna?, y probablemente fue generado en la misma o una facies similar en una posición más profunda de la cuenca.
- Este aceite se pudo generar a partir de una roca depositada en una ambiente predominantemente marino, de acuerdo con los datos de la relación hopanos/esteranos (3.7), la mayor

- Debido al alto grado de degradación de la muestra de hidrocarburo no es posible determinar el grado de madurez alcanzado por la roca generadora que dio origen a este crudo.
- El aceite encontrado en el pozo Corrales-1 fue generado a partir de una facies diferente de la del aceite encontrado en el pozo Bolívar-1

Pozo Bolívar-1

En este pozo se analizaron 47 muestras de rípios de perforación y sidewall cores, y una muestra de aceite obtenida en un intervalo productor en la Formación La Luna? (Weber, 1990b).

Los resultados obtenidos de estas muestras fueron los siguientes:

- Las rocas con mejor potencial generador corresponderían a la Formación La Luna?, aunque los resultados obtenidos de las muestras son bastante variables y la ubican con un potencial marginal para generar gas y aceite.
- Los datos de pirólisis de los rípios de perforación muestran bajos contenidos de materia orgánica (COT < 1%) para la mayor parte del intervalo identificado como Formación La Luna?, salvo dos excepciones, una a 3136 pies (2.15%) y el intervalo entre 3200 y 3300 pies que tuvo en promedio 1.4% de contenido de materia orgánica. Figura 6.
- Las muestras analizadas de la formación Monserrate, todas presentan contenidos de materia orgánica menores a 1%. Figura 6.
- En el caso de las muestras de la Formación Guaduas, las muestras presentan valores que varían entre 1 y 4% de contenido de materia orgánica. Sin embargo, los valores relativamente altos de COT pueden estar influenciados por la presencia de carbones en esta formación (Weber, 1990b). Figura 6.

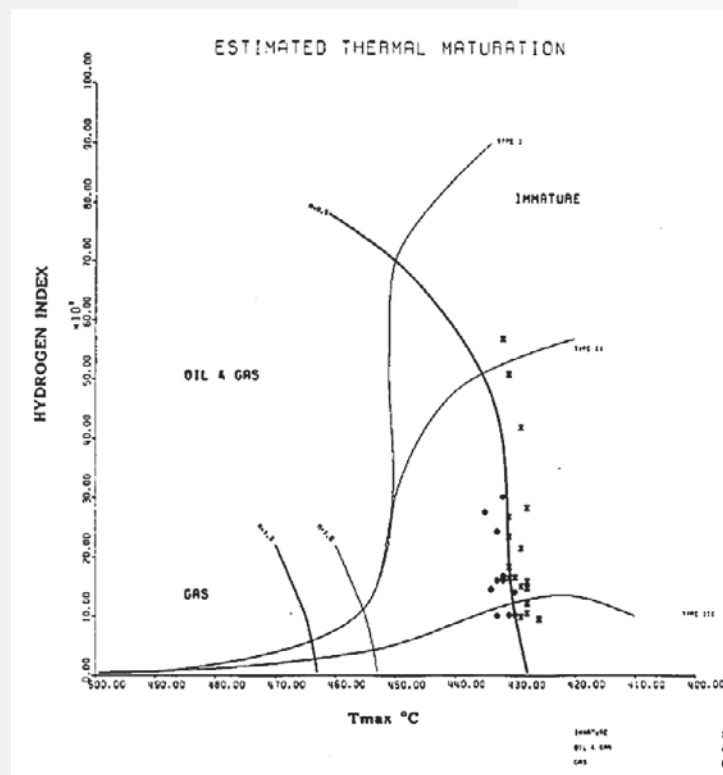


Figura 7. Gráfico de madurez y tipo de kerógeno. Pozo Bolívar-1 (Tomada de Weber, 1990b).

Resultados del estudio realizado por Petrobras (Mello, et al. 1995).

En este estudio se analizaron 18 muestras de rezumaderos, los crudos de los pozos Corrales-1 y Bolívar-1 y 5 extractos de roca de las formaciones Churuvita? y Conejo?, en un área del Departamento de Boyacá (figura 10). Esta área, al igual que la del estudio de *Cities Services (1983)*, es más extensa que la del proyecto Soapaga, pero sus muestras y resultados permiten establecer continuidad de procesos y características con la zona de estudio.

Los resultados de este estudio son los siguientes:

- Se identifican dos familias de hidrocarburos, Figura 11, una constituida por aceites generados a partir de rocas de origen marino carbonático de ambiente nerítico, anóxico, con un grado de madurez termal cercano al pico de generación.
- Los crudos de esta familia correlacionan con el aceite recuperado en el pozo Corrales-1 y los extractos de la Formación Churuvita.
- La segunda familia corresponde a crudos generados a partir de rocas de ambiente marino siliciclástico, de ambiente nerítico, anóxico, con grado de madurez termal por encima del pico de generación.
- Estos crudos correlacionan con el aceite recuperado en el pozo Bolívar-1 y con los extractos de la Formación Conejo.
- En el sector de Soapaga, todas las muestras presentan el mismo grado de evolución térmica, sugiriendo una profundidad similar de la roca generadora cercana a los 9500 pies.
- Sin embargo, la presencia de valores normales de %Ro en la secuencia perforada en los pozos Corrales-1 y Bolívar-1, permite mantener abierta la posibilidad de una zona de generación activa en el área (Mello et al., 1995).
- El aceite recuperado del pozo Bolívar-1 es alóctono y proviene de rocas de la Formación Conejo de una profundidad aproximada a los 7000 pies. Este aceite presenta evidencias de corresponder a una mezcla de dos pulsos de generación, el primero de los cuales fue totalmente biodegradado, y luego mezclado con otro

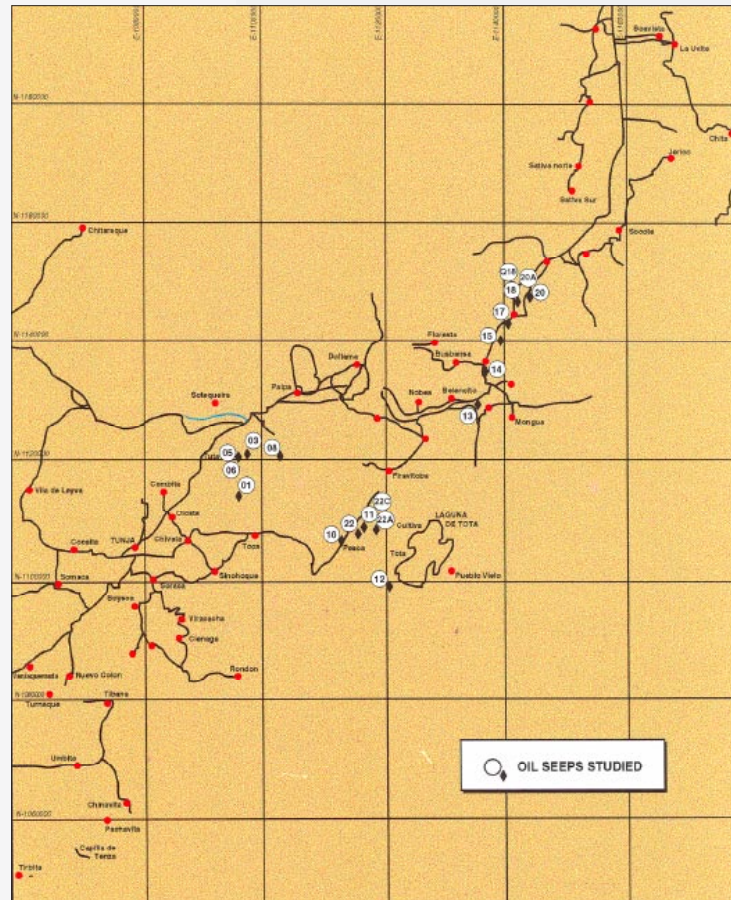


Figura 10. Localización de las muestras analizadas (Tomada de Mello et al, 1995).

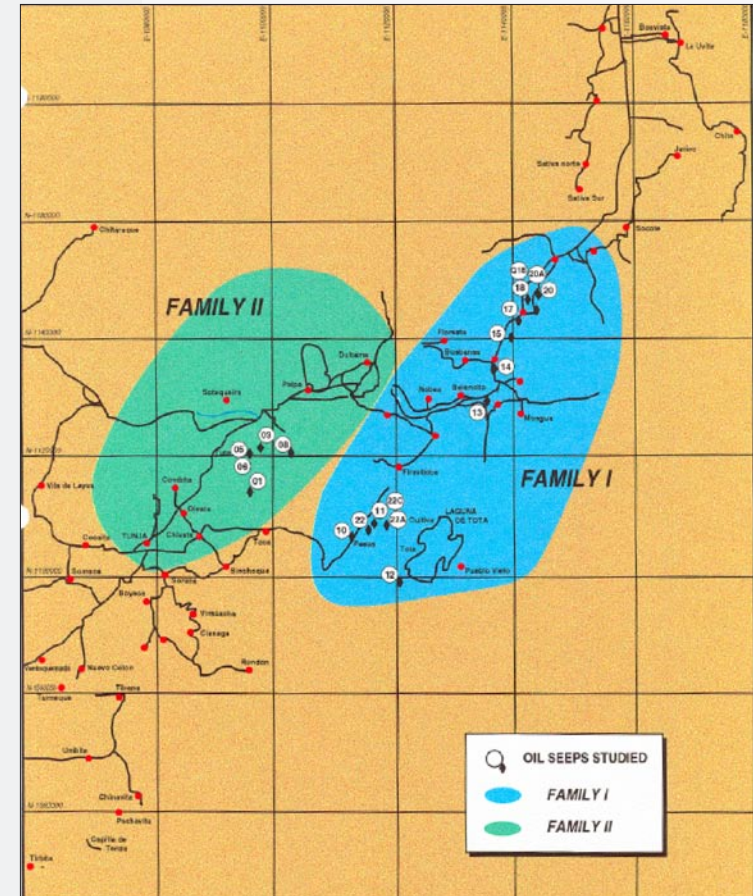


Figura 11. Familias de hidrocarburos identificadas (Tomada de Mello et al., 1995).

aceite de similar estado de evolución térmica, proveniente de la misma roca generadora, siendo la mezcla sometida nuevamente a un nuevo proceso de biodegradación.

- Las muestras analizadas indican la presencia de tres sistemas petrolíferos en el área estudiada. Un sistema petrolífero Conejo?-Une, que se encuentra en el área de Tunja asociado a una cocina de generación activa (Sinclinal de Tunja). Un segundo sistema petrolífero, Churuvita?-Guadalupe, asociado a cocinas pasivas-activas ubicadas en los extremos norte y sur de la Falla de Soapaga. Y el tercero, Conejo?-Guadalupe, asociado a una cocina de generación activa-pasiva igualmente asociada a la Falla de Soapaga. Este último sistema tendría una importancia secundaria en comparación a los otros dos, debido a que el aceite encontrado en este sistema presenta un estado muy bajo de evolución térmica.

Resultados del estudio realizado por Corelab (1997) para Repsol.

En este estudio se analizaron 122 muestras de afloramiento y rezumaderos en un área del departamento de Boyacá (Bloque Soapaga). Los resultados obtenidos en este estudio son los siguientes:

- Las rocas de la Formación La Luna son las principales generadoras. Estas rocas presentan kerógenos tanto del tipo II como del tipo III y consisten de manera predominante de materia orgánica marina algal-bacterial. Las muestras analizadas de esta formación obtenidas en diferentes localidades alcanzaron condiciones de inmadurez a madurez temprana (0.47 a 0.78 %Ro). Figura 12.
- Las rocas de la Formación Guaduas serían una segunda roca generadora en el área. Y contienen kerógenos de tipo II y III derivados de materia orgánica terrígena? Figura 12.
- Las muestras analizadas de esta formación obtenidas en diferentes localidades alcanzaron condiciones de madurez temprana a pico de generación (0.5 a 1.14 % Ro).
- Las rocas fuente identificadas expuestas en los afloramientos o encontradas en los pozos Corrales-1 y Bolívar-1 fueron levantadas desde su máxima profundidad y como resultado la generación de hidrocarburos ha sido suspendida.
- Las rocas generadoras de las Formaciones La Luna? y Guaduas sólo estarían activas para generación de aceite en áreas profundas bajo algunos cabalgamientos.
- Los rezumaderos del Bloque Soapaga y los aceites de los pozos Corrales-1 y Bolívar-1 fueron generados de rocas de la Formación La Luna? a una madurez entre 0.75 y 0.8 %Ro.
- Todos los rezumaderos y los aceites están localizados en la parte suroccidental del Bloque Soapaga. Y sugieren la existencia de un sistema petrolífero asociado a la Formación La Luna?
- A pesar de que un sistema petrolífero asociado a la Formación La Luna puede ser establecido para el área, el volumen de aceite generado puede ser limitado, debido a un espesor neto productor pequeño de buena calidad y a áreas relativamente pequeñas de cocinas activas de generación esperadas por debajo de algunos cabalgamientos.

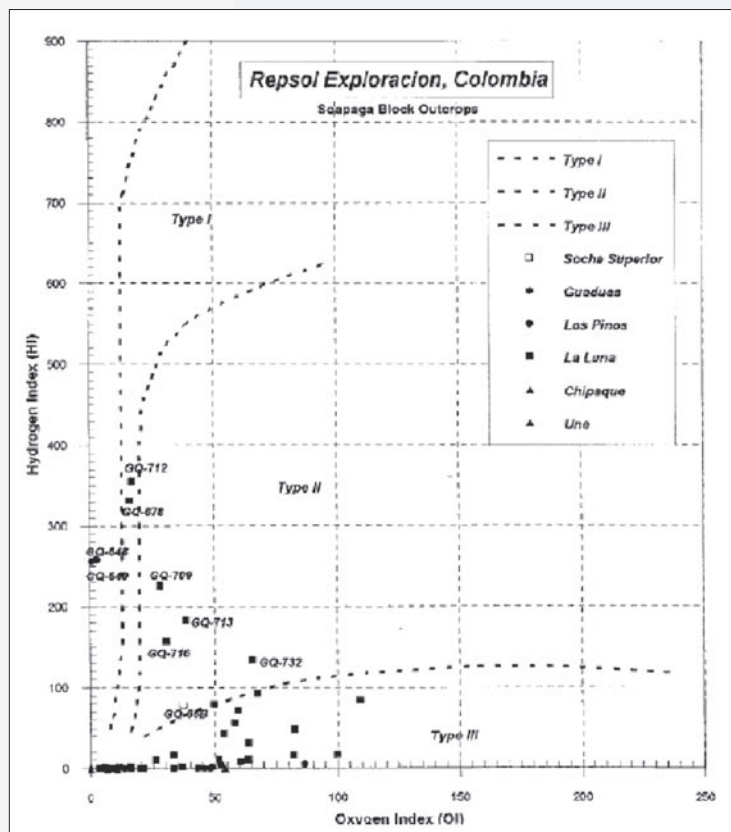


Figura 12. Diagrama de Van Krevelen (Tomada de Corelab, 1997).

Antecedentes petrofísica

Revisada la información petrofísica presente en la información recopilada, se encontraron los siguientes documentos:

Pozo Corrales-1

INTERPRETACIÓN PETROFÍSICA ZONAS CLASTICAS. OMEGA-AIP. Fecha indeterminada. El informe está constituido por un registro compuesto estándar (correlación, resistividad, porosidad, Netpay, saturación, gas, litología) con la interpretación petrofísica para sistemas clásticos del pozo Corrales-1. la información de los parámetros utilizados no se encuentra disponible, salvo, las elevaciones del pozo. El intervalo de la interpretación inicia a los 2100 pies con el tope de la Formación Picacho, y finaliza a los 4850 pies. Entre otros, se consideran zona de interés los intervalos comprendidos entre: 2124-2138 en la Formación Picacho, 3826-3841, 4034-4049, pies en la Formación Cacho, los datos de porosidad efectiva pueden ser leídos directamente del registro.

INTERPRETACIÓN SATURACIÓN DE AGUA Y POROSIDAD. ESSO –SOLAR. INFORME GEOLÓGICO 3411. Agos. 1990. el informe esta constituido por un registro compuesto (GR-SP, resistividad LLD, Porosidad density, y Saturaciones %SW) y su correspondiente corridas de datos, en el intervalo entre 2100 y -4100 pies.

WATER ANALYSIS FINAL REPORT.ESSO COLOMBIANA LTDA-WESTERN ATLAS CORE LABORATORIES. ISN305. MAYO 1990. Este reporte muestra las determinaciones de concentraciones de calcio, magnesio, cloruros, carbonatos, bicarbonatos e hidroxidos de las aguas de formación, muestras obtenidas por metodo de swabing, desde las Formaciones Cacho (4034'- (49'), 4036-(41') , y Picacho (2426' -(41')). Figura 13.

Pozo Bolívar-1

ESSO COLOMBIA LIMITED. POZO BOLIVAR # 1. Interpretación del "CRA". WESTERN ATLAS. Nov. 1989. Este documento, contiene las corrida numéricas para los cálculos de saturaciones (SW , Sxo) y de porosidades (efectiva, al agua, y en zona no invadida) en el intervalo de 732' a 3673' . adicionalmente, posee un registro compuesto de datos de presión durante la perforación y un registro de evaluación de la misma Figura 14.

PRELIMINARY LOG INTERPRETATION FAX. Nov. 1989. Este documento es un fax en cual se entregan resultados preliminares de 2 pruebas realizadas a la formación denominada La Luna Prueba 1 (2980-2990') y (2954-2968') y Prueba 2 (2890'-2918') y (2918' -2938') se presentan datos de volúmenes tomados indicando la falta de datos de presión en el momento del análisis. También se entregan resultados a partir de los datos numéricos de registro de pozos (no incluidos en el informe) pero mencionados. (Caliper, Gamma ray, Potencial espontáneo, resistividades de inducción, resistividades dual laterolog, microlaterolog , porosidad neutron ,delta t, densidad e índice fotoeléctrico. El intervalo del registro es de 700' a 3700').

INTERPRETACIÓN PETROFÍSICA ZONAS CLASTICAS. OMEGA.-AIP. Fecha indeterminada. El informe está constituido por un registro compuesto estándar (correlación, resistividad,

porosidad, Netpay, saturación, gas, litología) con la interpretación petrofísica para sistemas clásticos del pozo Bolivar-1. la información de los parámetros utilizados no se encuentra disponible, salvo, las elevaciones del pozo. El intervalo de la interpretación inicia a los 1714 pies cerca al tope de la Formación Arenisca Tierna, y finaliza a los 3700 pies en lo que se considera Formación La Luna, entre otros, se consideran zona de interés los intervalos comprendidos entre 1750'-1780' y 1816' -1836' en la Formación Arenisca Tierna, 2890'-2938', en la Formación La Luna, los datos de porosidad efectiva pueden ser leídos directamente del registro.

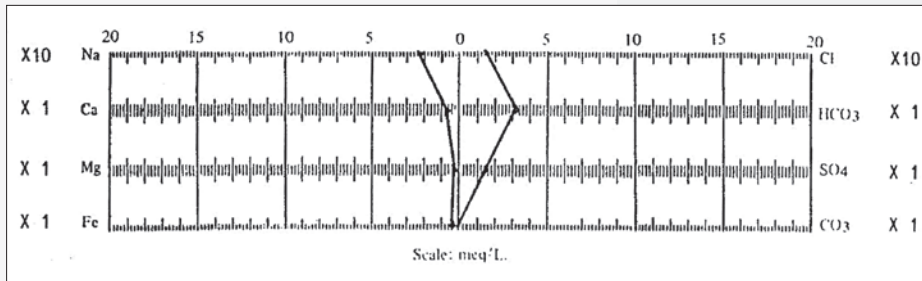


Figura 13. Analisis de Agua de formación Pozo Corrales 1.

INTERPRETACIÓN PETROFÍSICA ZONAS FRACTURADAS. OMEGA –AIP. Fecha indeterminada. El informe está constituido por un registro compuesto para yacimientos fracturados (correlación, resistividad, porosidad, Netpay, saturación, gas, litología, parámetros de fracturamiento) con la interpretación petrofísica para sistemas fracturados del pozo Bolivar-1. la información de los parámetros utilizados no se encuentra disponible, salvo, las elevaciones del pozo. El intervalo de la interpretación inicia a los 1710 pies cerca al tope de la formación Arenisca Tierna, y finaliza a los 3700 pies en lo que se considera formación la luna, entre otros, se consideran zona de interés para yacimientos fracturados con presencia de aceite el intervalo comprendido entre 2890' y 2938', en la formación La luna.

WATER ANALYSIS FINAL REPORT POZO BOLIVAR-1.ESSO COLOMBIANA LTDA-WESTERN ATLAS CORE LABORATORIES. OCTUBRE 1989. Este reporte muestra las determinaciones de concentraciones de calcio, magnesio, cloruros, carbonatos bicarbonatos e hidroxidos de las aguas de formación , muestras obtenidas por metodo de swabing, desde la Formacion Arenisca. Figura 15.

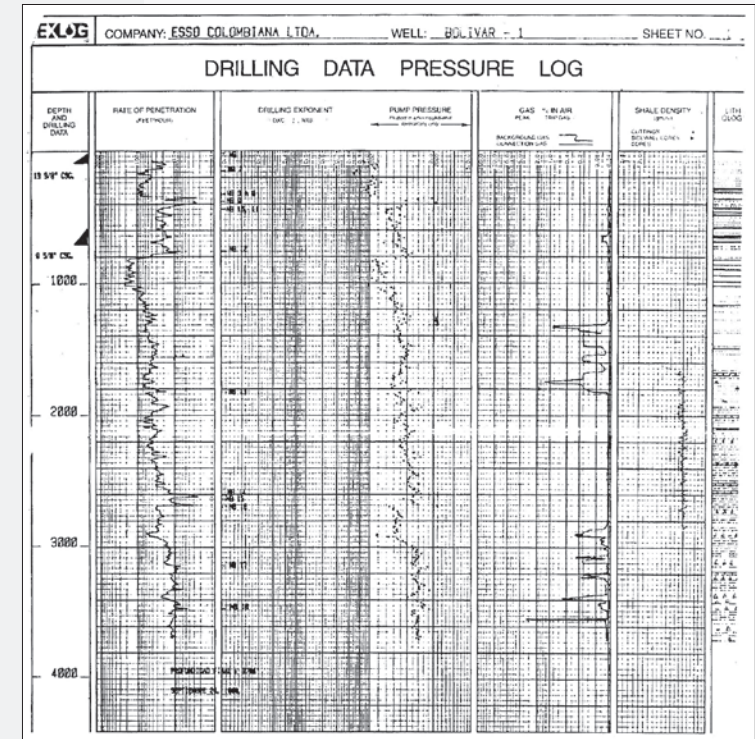


Figura 14. Drilling Data Pressure Log . Pozo Bolivar. Esso Colombiana Limitada

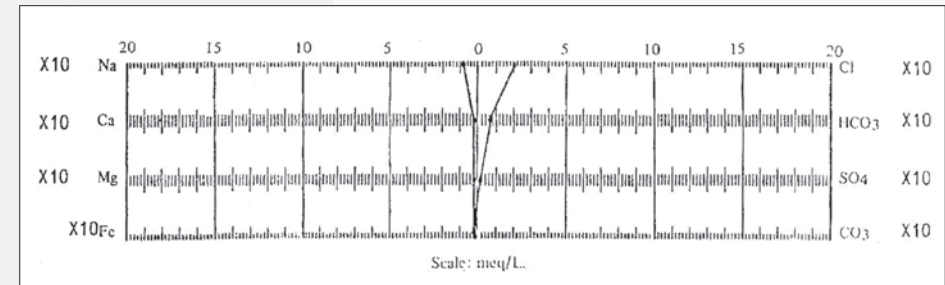


Figura 15. Analisis de Agua de formación Pozo Bolivar- 1.

Capítulo 2

Cartografía del bloque soapaga

La cartografía geológica y topográfica que se tiene del área, se realizó en los años 1972 y 1973, con la fotointerpretación geológica de la zona correspondiente a varios cuadrángulos entre ellos a los J-13 y J-12, con alguna revisión de campo. El trabajo fue consignado en las bases topográficas del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, las cuales pasaron a disposición del público en 1973. Posteriormente, entre 1988 y 1993 se efectuó el levantamiento de las diferentes unidades litoestratigráficas, diferenciadas en los mapas y sus memorias se redactaron entre 1995 y 1997. En 1998 se realizó la revisión final tanto de las memorias como del mapa geológico.

Adicional a esta información, se utilizó la compilación de mapas del inventario de información descargada en el EPIS, para la generación de algunas coberturas culturales de toda el área. En cuanto a la geología, luego de la revisión de estudios anteriores, se tomó la decisión de utilizar la versión de mapa geológico (sin publicar) propuesta por Andreas Kammer, geólogo estructural del convenio.

Metodología

Para la realización de cada uno de los mapas se han utilizado las aplicaciones ofrecidas por los programas Oasis Montaj, Autodesk map 2004, ArcGis 9.2 y Geographix 2006 así:

- Reconocimiento de Coberturas originales de las planchas a escala 1:100000 que comprenden el bloque. (ArcGis 9.2)
- Exportación de archivos con los campos necesarios para su visualización en el GeoAtlas de Geographix.
- Generación del polígono de estudio
- Generación de colores para cada una de las unidades estratigráficas del bloque, en relación con el espectro de colores establecido por INGEOMINAS.
- Generación de coberturas básicas incluyendo carreteras, municipios, jurisdicciones municipales, curvas de nivel, redes de drenajes, entre otros, generando un mapa base para el proyecto.

Fisiografía

La región de trabajo hace parte del altiplano Cundiboyacense, Montaña Santandereana y Vertiente Oriental Andina según el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (*IGAC, 1985*). Estas regiones se caracterizan por presentar tierras planas, onduladas y escarpadas con profundos cañones. En las tierras planas, con alturas entre 2.500 y 2.650 metros sobre el nivel del mar (msnm) se encuentran localizadas las principales poblaciones como Sogamoso, Belén, Santa Rosa de Viterbo y Floresta. Otras poblaciones como Paz de Río, Tasco, Socha y Otengá se ubican en las zonas onduladas y valles de ríos. Las áreas escarpadas con cañones profundos presentan alturas entre 2.500 y 4.000 msnm. En las coberturas utilizadas se demarcaron los ríos principales, secundarios y quebradas principales.

La red de drenaje está conformada por ríos y quebradas, pertenecientes a las hoyas hidrográficas de los ríos Magdalena y Orinoco. Los ríos y quebradas de la vertiente del Magdalena corresponden a los ríos Soapaga, Chicamocha y quebradas afluentes. Los de la hoya del Orino-

co están constituidos por los tributarios de la cuenca hidrográfica del río Cravo Sur.

En la región estudiada las temperaturas oscilan entre 5° y 20°C, y corresponden a los pisos térmicos frío y de páramo alto según IGAC (1985). La vegetación en las regiones planas de los valles de La Floresta, Sogamoso y Belén se caracteriza por la presencia de eucaliptos, guaragüerones, cultivos de maíz, papa, trigo, legumbres y árboles frutales, como peras, manzanas y grandes extensiones con pastos para ganadería. Las regiones de páramo con altas precipitaciones se caracterizan por la presencia de frailejones y chugua, mientras que los páramos con poca precipitación, como el del Alto del Tibet y El Doga, por vegetación xerofítica de regiones semiáridas. La precipitación pluviométrica en los valles es de unos 800 mm anuales y en los páramos, de 3.000 mm anuales (IGAC, 1985).

Teniendo en cuenta la parte ambiental, dentro del bloque de estudio se encuentra el Páramo de Pisba que ocupa una extensión de 358.7 km² al oriente del Bloque. Todo esto se compila en la Figura 3.

Poblaciones y vías de comunicación

En la zona de estudio, las áreas urbanas se hallan localizadas, principalmente, en las zonas planas correspondientes a los valles de los ríos Chicamocha, Soapaga y Busbanzá. Además, existen otras poblaciones con un menor número de habitantes en las zonas urbanas y situadas en las áreas montañosas de la zona, algunas como Tópaga, Tasco, Socha y Socotá. Estas poblaciones se hallan comunicadas por una red de carreteras, en su mayoría pavimentadas, y comunicadas con las veredas y corregimientos mediante carreteables y senderos, como se observará en las coberturas de la zona.

Utilizando cada una de las coberturas descritas anteriormente se realizó el mapa base del bloque, Figura 3, sobre el cual se colocan cada uno de los mapas culturales necesarios para la evaluación de la zona.

Infraestructura petrolera

El país cuenta con una red de oleoductos de 4.465 km con puertos de embarque en el Caribe (Coveñas y Cartagena) y en Tumaco en el Pacífico. Y una red de Poliductos de 3.980

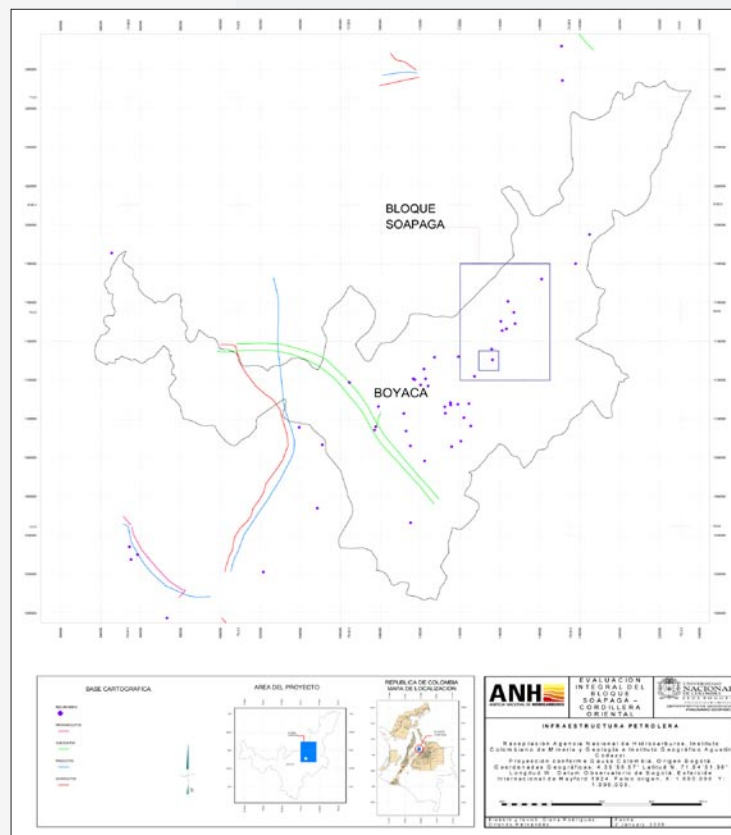


Figura 16. Mapa de Infraestructura petrolera cercana al bloque de estudio.

km con puertos de embarque en Coveñas, Cartagena, Pozos Colorados y Buenaventura.

En vecindades a la zona de estudio se encuentran ubicados oleoductos, poliductos, combustoleoductos, gasoductos y propanoductos. Conjuntamente con estaciones de bombeo, y terminales. Teniendo en cuenta que en la parte sur del bloque se encuentra la zona de Buenavista que en este momento se encuentra bajo contrato por parte de la operadora U.T. Omega, el transporte de crudo del pozo Bolívar 1 y sus actividades dentro del área son de carácter confidencial. Dentro de la zona de estudio no hay presencia de ninguna infraestructura petrolera, pero el departamento de Boyacá se encuentra atravesado por varias infraestructuras, como se observa en la Figura 16.

Mapa de calidad sísmica

La evaluación de la calidad de datos sísmicos fue realizada mediante una categorización de la información en tres categorías: Buena, Regular y Mala, basados en el conocimiento y experiencia de los integrantes del proyecto en la manipulación de este tipo de información.

Los mapas de calidad han sido representados mediante un mapa base, georeferenciado dentro de las siguientes coordenadas MAGNA SIRGAS:

COORDENADAS	MÍNIMO	MÁXIMO
Este (m)	1.065.000	1.170.000
Norte (m)	1.080.000	1.185.000

Tabla 2. Coordenadas mapa base del mapa de calidad

El objetivo del Mapa de Calidad, Figura 17, es aportar los mecanismos necesarios para que los responsables de la interpretación y reprocesamiento sísmico de los diferentes programas realizados dentro del área, puedan tener una visión global del estado tanto actual como histórico de las mismas.

La visualización espacial de la calidad de información sísmica es primordial para poder conocer si el bloque presenta una información apropiada que permita desarrollar los objetivos esperados permitiendo definir estrategias óptimas de interpretación.

Descripción de la base de datos

La información utilizada para el procesamiento de los mapas de calidad consistió en formatos simples tabulados, especificando la ubicación georeferenciada de las líneas sísmicas y calificación asignada por los evaluadores de la información, así:

PUNTO SOBRE LÍNEA	COORDENADA ESTE (M)	COORDENADA NORTE (M)	CALIDAD
Serie de Puntos (Shotpoints)	1135994.7	1127926.3	R

Tabla 3. Modelo Formatos evaluación información

En el procesamiento de datos se ha utilizado la serie de puntos a lo largo de las líneas sísmicas, con los archivos de UKOAS

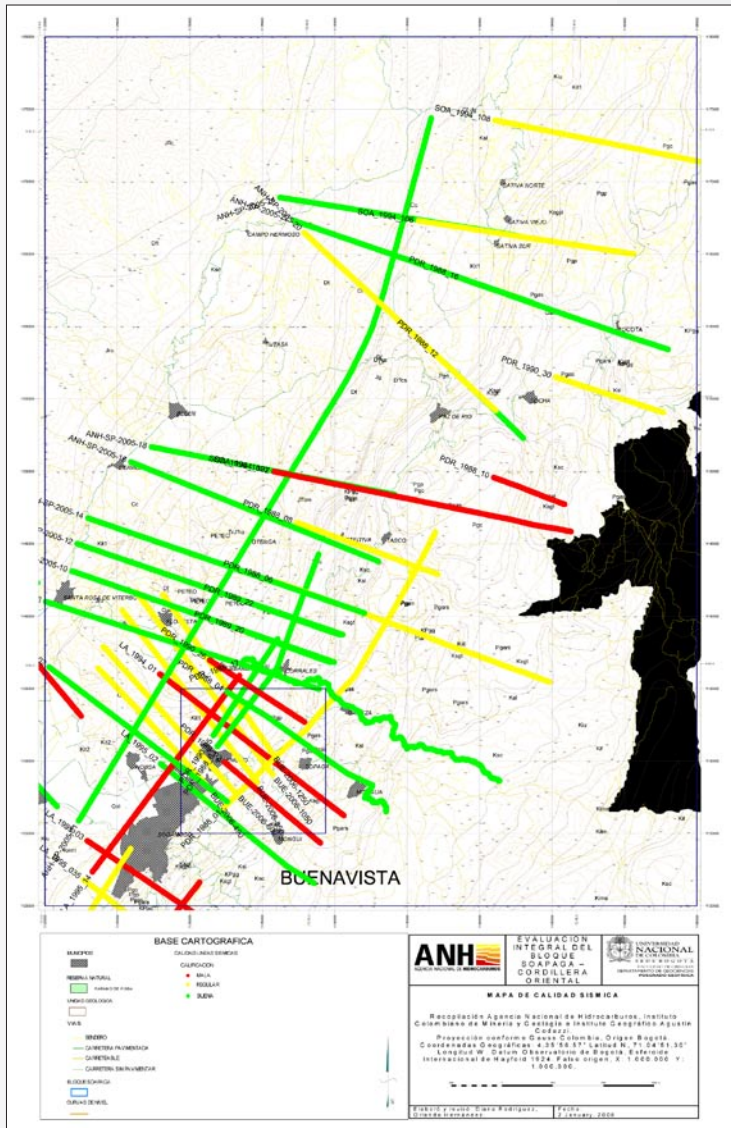


Figura 17. Mapa de ubicación líneas sísmicas con categorías de calidad: Buena (Verde), Regular (Amarillo) y Mala (Rojo), representada en coordenadas planas cartesianas MAGNA SIRGAS.

La información sísmica ha sido calificada como buena, regular o mala, y con el objeto de poder procesar estas denominaciones se han asignado una valoración numérica a estas clasificaciones para poder realizar procesos de representación mediante puntos y símbolos

CALIFICACIÓN	BUENA	REGULAR	MALA
Valor Numérico	3	2	1

Tabla 4. Escala numérica para calificación de la información sísmica.

proporcionales, a partir de la siguiente tabla de valores:

Procesamiento de datos de Calidad sísmica

El procesamiento de datos se ha realizado a partir de datos tabulados en formato ASCII de ubicación y calidad de puntos de líneas sísmica, utilizando las aplicaciones ofrecidas por los programas Oasis Montaj, Autodesk map 2004 y Geographix, así:

- Asignación de valores numéricos para cada categoría de calidad.
- Utilizando la herramienta SeisBase de Geographix, cargar las coordenadas de cada uno de los puntos de las líneas sísmicas y darles el valor de elevación con los valores numéricos asignados para calidad.
- Representación mediante mapas de puntos de las líneas sísmicas, creando una cobertura desde SeisBase y representado espacialmente utilizando las aplicaciones de GeoAtlas.
- Generación de coberturas de puntos, con asignación de colores para representar las categorías de calidad, así: Buena (verde), Regular (Amarillo) y Mala (rojo).
- Integración de las coberturas de calidad de información mediante un mapa base generando los mapas de calidad de sísmica con sus respectivas convenciones y leyenda explicativa.

Interpretación de mapas de calidad

La calidad predominante de la información sísmica se ubica entre regular y mala. Son muy pocas las líneas sísmicas calificadas con buena calidad. La orientación del diseño de los programas de líneas sísmica es adecuada, al presentar rumbos perpendiculares a las estructuras geológicas regionales. Sin embargo, el procesamiento de datos ha sido deficiente, generando líneas procesadas y migradas utilizando parámetros de proceso no apropiados, lo que genera artificios tales como curvaturas en secciones migradas, lo que dificulta la interpretación de las estructuras del subsuelo.

En las actividades inmediatas de este proyecto se contempla el reprocesamiento de líneas sísmicas, utilizando parámetros de proceso más apropiados y controles en el procesamiento con mayor severidad técnica, con lo cual se pretende obtener secciones sísmicas procesadas y migradas con una mayor resolución, que permita definir contrastes en la secuencia estratigráfica y delineamiento de rasgos estructurales.

Capítulo 3

Marco tectónico

El Bloque Soapaga se ubica en la parte central de la Cordillera Oriental y presenta, como rasgo particular, el basamento metamórfico y unidades del Paleozoico Superior a lo largo de un alto estructural, el Macizo de Floresta. Este macizo termina en un cierre periclinal hacia el valle transversal que une las ciudades de Duitama y Sogamoso y que esta drenado por el Río Chicamocha. El Macizo de Floresta está separado por la depresión de Duitama-Belén del Anticlinal de Arcabuco al W y por el valle del Río Chicamocha del Alto de Pisba al E.

Por su tren estructural SW-NE y su estilo de plegamiento, el Macizo de Floresta pertenece al segmento intermedio de la Cordillera Oriental. Las fallas que afectan los flancos orientales de los anticlinales de Arcabuco y Floresta giran, sin embargo, a unas decenas de kms más al N hacia una dirección NNW-SSE, la cual corresponde a la de la Falla de Bucaramanga y determina el tren estructural del Macizo de Santander.

Para estimar el potencial petrolífero de las unidades plegadas y falladas del área es oportuno esbozar una evolución tectónica a nivel regional o de placas. Esta reseña provee, a la vez, un marco general para la historia de levantamiento de la Cordillera Oriental.

Análisis regional

Entre los muchos aspectos para caracterizar la situación geológica del bloque escogemos los siguientes puntos, todos relacionados con la geología del Macizo de Floresta:

1. El Macizo de Floresta se integra con sus secuencias metamórficas al basamento metamórfico del Bloque Norandino.

El basamento metamórfico del Macizo de Floresta se compone mayoritariamente de filitas denominadas Esquistos de Busbanzá, Filitas de Otengá y de Chuscales en la plancha 172 del INGEOMINAS y contiene, además, rocas ígneas leucocráticas que definen fajas alargadas, subrayando el tren estructural del macizo. Entre estas últimas se encuentra el Stock de Chuscales cerca de Floresta, para el cual *Ulloa & Rodríguez (1982)* obtuvieron una edad Rb/Sr de 471 +/-22 Ma en roca total. Las filitas pertenecen por sus minerales metamórficos (porfiroblastos de cordierita y andalucita, y carencia de granate) a una serie metamórfica de baja presión o de Abukuma y forman una contraparte al metamorfismo bárico de mediano a alto grado de la Formación Silgará del Macizo de Santander. Litológicamente, sin embargo, existe una estrecha relación entre estos dos tipos de secuencia. Para mármoles de esta última secuencia se propuso una correlación estratigráfica por isótopos estables con sedimentos que se depositaron durante el Neoproterozoico Tardío – Cámbrico inferior (*Arenas, 2005*).

2. Antes del Devoniano Superior el área de la futura cordillera fue sujeta a una erosión regional y durante el Devoniano Superior a un evento de Rift de primer orden.

A diferencia de las partes occidentales del escudo de Guayana y del flanco oriental de la Cordillera Central, el basamento de la cordillera está desprovisto de sedimentos del Paleozoico inferior. Estos sedimentos definen como conjunto una secuencia de plataforma que muestra de occidente a oriente sucesiones faciales más neríticas. En una época aún poco definida (¿Silúrico?) esta secuencia fue erosionada en un área que coincide con

la extensión de la actual Cordillera Oriental. Posteriormente, un evento distensivo dio lugar a una serie de grabenes los cuales fueron rellenados por sedimentos del Paleozoico Superior. Es así que en el área del piedemonte se depositó el Grupo Farallones (*Ulloa & Rodríguez, 1979*) y en el área del Macizo de Floresta la Formación Tibet (*Mojica Villarreal, 1992*).

3. Durante el desarrollo cretácico de la cuenca de tipo tras-arco el área del Macizo de Floresta formó un alto topográfico

Con respecto a sus alrededores, la transgresión cretácica se retardó en el área constituida hoy día por el Macizo de Floresta. Los sedimentos del Cretácico Inferior se presentan, además, en espesores reducidos (*Étayo et al., 1969; Fabre, 1985*), definiendo un paleo-alto.

4. Las fallas de Boyacá y Soapaga hacen parte de la terminación sur de la falla transcurrente de Bucaramanga

La Falla de Bucaramanga termina en su extremo sur en una serie de fallas secundarias, entre las cuales se destacan la Falla de Boyacá y la Falla de Soapaga. Una característica de la Falla de Bucaramanga es su orientación oblicua frente a las extensiones o contracciones regionales, dando lugar a deformaciones transtensivas o transpresivas (*Kammer, 2006*). Con su orientación NNE-SSW las fallas de Boyacá y Soapaga se reactivaron, sin embargo, como estructuras perpendiculares o paralelas a los esfuerzos principales durante gran parte del Neógeno. Durante la fase andina (Mioceno Superior a Plioceno) se invirtieron las cuencas de rift establecidas durante la atenuación continental, que precedió la separación de las Américas en el Jurásico Medio (*Colleta, et al., 1990*).

5. La cuenca intramontana de Soapaga recibe aportes detríticos del Macizo de Santander a partir del Paleoceno.

Estudios sedimentológicos regionales muestran que los sedimentos de las formaciones Socha Superior y Picacho en el área de estudio recibieron aportes líticos a partir del Eoceno Inferior, indicando una primera exhumación pre-Andina del Macizo de Floresta en el Paleógeno. Estos aportes desvanecen en los sedimentos de la Formación Concentración (Eoceno Superior a Oligoceno), presumiblemente por razones paleoclimáticas (*López & Bayona, 2007*). Con esta evidencia de un macizo actuando como paleo-alto uno podría postular la existencia de una cuenca de antepaís ubicado en el lugar del actual bloque yacente de la Falla de Soapaga. Esta hipótesis debe oponerse a la de una cuenca de antepaís extendida que abarcaría el área de la hoy Cordillera Oriental y de su piedemonte oriental.

Límite de placas

La Cordillera Oriental se orienta con su rumbo de dirección SSW-NNE perpendicularmente a la dirección de convergencia entre las placas de Caribe y de Suramerica, de manera que su relación parece ligada al acercamiento de estas dos placas. Para explicar su origen se presentan dos escenarios, entre los cuales se debería buscar una solución intermedia: 1) La placa del Caribe no se presta para subducirse por su espesor cortical anómalamente grande

(alrededor de 20 kms); y 2) la Placa Caribe se subduce debido a la baja tasa de convergencia con Suramerica, de acuerdo a las imágenes tomográficas obtenidas del borde continental (*Van der Hilst & Mann, 1994*).

El primer escenario permite interpretar la Cordillera Oriental como producto de una colisión desde el Mioceno, y de hecho cálculos preliminares (160 kms de acortamiento durante un lapso de tiempo de 10 Ma) resultan en una tasa de convergencia de 1.6 cm por año, que se compara con la tasa actual de 1.4 cm por año (*Trenkamp et al., 2002*). En el segundo escenario no existe una razón para la existencia de un orógeno colisional, tal como lo representa la Cordillera Oriental. Una solución intermedia permite presuponer un acortamiento horizontal menor para la formación de la Cordillera Oriental y extender el tiempo de convergencia hacia el Paleógeno.

La Cordillera Oriental hace parte del Bloque Norandino, que se diferencia del escudo por su basamento metasedimentario del Proterozoico y algunos núcleos del Grenveliano. Respecto al escudo de Guayana forma la zona mas externa dentro de una compleja historia acrecional (*Teixeira et al., 1989*). El contraste geofísico (anomalías gravimétricas, por ejemplo) con el escudo supone una discontinuidad cortical con el Bloque Andino, la cual se ha asociado con la Falla de Guaicaramo. Por medio de mediciones de GPS (*proyecto CASA; Freymüller et al., 1993; Trenkamp et al., 2002*) se sabe que el Bloque

Norandino se desplaza al NE a lo largo de suturas que comprenden las fallas de Pallatanga – Algeciras - Borde Llanero – Boconó (*Velandia et al., 2005*).

Evolución tectónica

La deformación y exhumación del Macizo de Floresta ha sido relacionada al desplazamiento sinistral de la Falla de Bucaramanga, la cual termina en una estructura de cola de caballo en la región del Departamento de Boyacá, con las fallas de Boyacá y Soapaga formando las fallas más llamativas de este arreglo de fallas secundarias. El patrón de fallas subsidiarias y su reactivación durante el Neógeno constituye, de hecho, uno de los argumentos de fondo para reafirmar un desplazamiento sinistral para la Falla de Bucaramanga. Unidades transversales a la Falla de Bucaramanga, que podrían servir de marcadores para estimar un desplazamiento fiable, no se encuentran a lo largo del Macizo de Santander, y criterios para evaluar el desplazamiento sinistral se basaron principalmente en suposiciones geomorfológicas y correlaciones de núcleos de pozo (*Campbell, 1968*). Ateniéndonos a un marco tectónico regional deberíamos, sin embargo, suponer, que la Falla de Bucaramanga, como cualquier discontinuidad cortical, registró una historia polifásica desde el inicio de su existencia. Estas fases deformativas deberían relacionarse más que todo a cambios en la configuración de las placas. A continuación nos concentramos en unos eventos neurálgicos para la evolución de esta estructura regional y la evolución de la Cordillera Oriental en general.

1. Desintegración de Pangea

Para este evento existen dataciones en rocas intrusivas básicas a intermedias que apuntan consistentemente hacia el límite del Triásico-Jurásico de 200 Ma, tanto en Colombia (*Macizo de Santander; Dörr, et al., 1995*), como a nivel regional (*May, 1971*). A este

evento de rift inicial se pueden asociar las formaciones Girón del Macizo de Floresta y Montebel-Rusia del Anticlinal de Arcabuco, las cuales fueron controladas por las fallas de Soapaga y Boyacá. A diferencia de la Formación Girón de los alrededores de Bucaramanga, estas formaciones son parcialmente volcanoclásticas. Otras formaciones volcanoclásticas coetáneas se asocian a pequeños grabenes relacionados con fallas secundarias, que se bifurcan de la Falla de Bucaramanga ("splay faults") y limitan cuencas con extensiones limitadas, como las que contienen los sedimentos de la Formación Bocas del Jurásico Inferior. En esta época la Falla de Bucaramanga delimitó el Macizo de Santander en su bloque yacente como estructura transtensional, acomodando un desplazamiento normal-dextral.

2. Terminación de la cinemática divergente a finales del Paleoceno

La separación continental entre las Américas termina con la anomalía magnética A25 aproximadamente 57 Ma (*Paleoceno Superior; Pindell et al., 2006*). Desde entonces se impone una convergencia entre las placas de Norteamérica-Caribe-Suramérica la cual se mantiene hasta la actualidad. Evidencias para esta inversión de movimientos relativos se manifiestan en una exhumación incipiente del Macizo de Floresta y su aporte de líticos a los sedimentos de antepaís de una cuenca de retro-arco.

3. Inicio de una tectónica colisional a principios del Mioceno

El registro más fehaciente del comienzo de una tectónica colisional queda consignado en la desintegración de la Placa de Farallones y su división en las placas de Cocos y de Nazca hace 23 Ma, o sea en el límite Oligoceno-Mioceno (*Meschede & Barckhausen, 2000*). La exhumación de los altos estructurales de la Cordillera Oriental no fue suficiente, sin embargo, para dejar una huella clara en los aportes detríticos de su cuenca de antepaís, ya que los sedimentos de la Formación Concentración se reciclaron predominantemente de materiales provenientes del escudo guayanés.

4. Exhumación masiva de los macizos intracontinentales a finales del Mioceno

Desde el Mioceno tardío se levantaron los bordes marginales de la Cordillera Oriental y se formó una cuenca intramontana que coincide con la extensión del altiplano cundiboyacense. Con estos levantamientos la cuenca intramontana se aisló de las cuencas marginales de la Cordillera. La erosión y sedimentación se restringió a abanicos que rodearon altos estructurales, tales como se encuentran al W de Duitama (Formación Tílatá). En las cuencas de los piedemontes se acumulan secuencias aluviales que alcanzan miles de metros de espesor.

5. Levantamiento regional de las Cordillera Oriental

Durante el Plioceno la Cordillera Oriental se levantó para adquirir su configuración morfo-tectónica actual. Durante este levantamiento las cuencas de antepaís cesan con su subsidencia, de manera que los productos erosivos de este levantamiento final se acumularon en terrazas del Valle de Magdalena y de las llanuras del Río Meta. Al no disponer de datos de AFTA del Macizo de Floresta, no es posible evaluar la actividad de las Fallas de Soapaga y Boyacá para esta época y saber cuando ocurrió la exhumación final del Macizo de Floresta.

Capítulo 4

Geología estructural

En este capítulo se presentan y discuten los diferentes elementos estructurales que son de interés para la exploración petrolera del bloque. Esta discusión se apoya en primera instancia en la interpretación del mapa geológico de superficie y en varias secciones geológicas que se construyeron para tal fin. Debido a la poca densidad de las líneas sísmicas y su desigual repartición en el área de interés, la geología de superficie provee informaciones complementarias que son de vital importancia a las obtenidas por las exploraciones geofísicas Haciendo esta reseña de los elementos estructurales perseguimos dos fines: 1) Delinear las áreas prospectivas del bloque, y 2) proveer una base para la interpretación de las líneas sísmicas.

Observaciones acerca de la base de datos para la reevaluación geológica de la superficie

La fuente de referencia para las interpretaciones de la geología de superficie son las planchas 152 y 172 de escala 1:100.000 del INGEOMINAS, las cuales han sido igualmente transpuestas al mapa base del informe *“Cartografía Geológica, Cuenca Cordillera Orienta, Sector Soapaga” (ANH & Geoestudios, 2006)*. Dicha compilación se limita a la parte central del bloque enmarcada por las poblaciones de Santa Rosa – Corrales – Sativa Sur y la vereda Llano Grande (carretera Belén –Susacón), omitiendo la parte oriental del bloque y sus terminaciones norte y sur. Otros documentos relacionados a evaluaciones previas de bloques ubicados dentro del área de interés son poco detallados en cuanto a la definición de límites geológicos y no se utilizaron, por lo tanto, para extraer datos en la construcción de perfiles. Los mapas del INGEOMINAS, por su parte, revelan las informaciones básicas, pero deberían considerarse como documentos preliminares en áreas de mayor complejidad estructural, por no definir contactos plegados y las fallas de manera adecuada. Por estas razones decidimos involucrar en la presenta reevaluación bases cartográficas que se acumularon durante varias prácticas de cartografía del Departamento de Geociencias durante la primera parte de los años noventa y que se complementaron posteriormente por iniciativas propias (Kammer, 1996).

De este modo, el mapa geológico incluido en este informe se basa esencialmente en la geología de las planchas 152 y 172 e incluye, además, los trazos de falla y algunos ejes de pliegue de reevaluaciones propias para facilitar la interpretación de las líneas sísmicas. En el caso de no encontrar una coincidencia entre trazos de falla y límites geológicos correspondientes, corregimos estos últimos para guardar una coherencia de la cartografía superficial. Se decidió, además, colocar una propuesta cartográfica propia para la parte norte de la cobertera sedimentaria al E de la Falla de Soapaga, con el fin de demostrar la probable continuidad del Anticlinal de La Chapa – La Cucho, que se describirá más adelante como estructura de alto interés

Las propuestas cartográficas propias elaboradas durante años anteriores se incluyen en las Figuras 18 y 19 Estos mapas son documentos de trabajo que aun necesitan complementarse por cartografías detalladas hasta tener su forma definitiva.

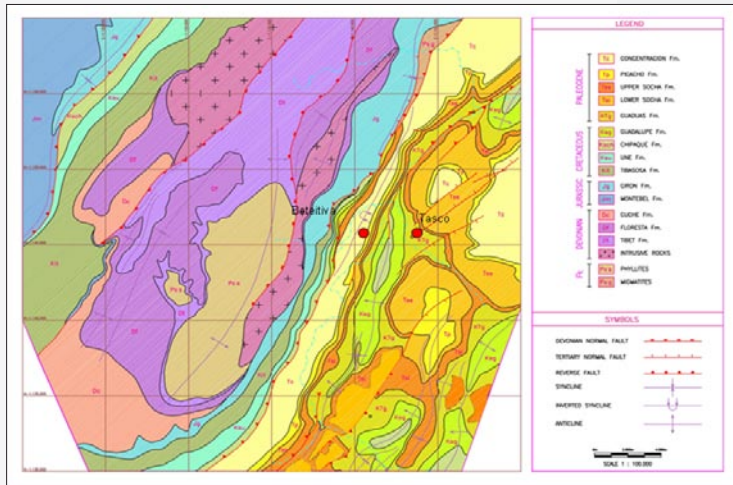


Figura 18: Mapa de la parte central del bloque. Inmediatamente al W de Beteitiva se produce un relevo de la Falla de Soapaga, la cual delimita hacia el N basamento metamórfico contra sedimentos de la Formación Concentración y hacia el S sedimentos del Cretácico Inferior contra sedimentos de la Formación Concentración. Modificado de Kammer (1996).

Reseña de los elementos estructurales

La Falla de Soapaga divide el bloque en dos partes, el área occidental exhibe una tectónica de basamento controlada por fallas heredadas del Paleozoico Superior y del Jurásico Inferior. La parte oriental está afectada por fallas y pliegues del Terciario, los cuales reflejan como conjunto diferentes fases en la evolución andina.

A continuación discutiremos estos elementos, partiendo de la Falla de Soapaga.

Falla de Soapaga

Con su salto que supera los 5 Km. en la zona central del bloque, esta falla define una de las discontinuidades de mayor importancia en la Cordillera Oriental. En las diferentes secciones transversales esta falla se presenta como plano único. A lo largo del tren estructural, sin embargo, se produce un relevo entre dos planos de falla a la altura del municipio de Beteitiva que implica una mayor reorganización del flanco oriental del Macizo de Floresta y hasta se refleja en la organización de los pliegues terciarios en el área oriental del bloque. Figura 18. Al S de este relevo el flanco oriental del Macizo de Floresta es sub-vertical y hace parte de un pliegue que involucra el basamento del Macizo. Figura 20. En este dominio la falla desplaza el flanco fuertemente inclinado y tiene un salto limitado. En superficie la falla contrapone la Formación Chipaque o Une contra sedimentos de la Formación Concentración. Es de observar que en la plancha 172 del INGEOMINAS (1:100.000) se prolonga un ramal de la Falla de Soapaga a lo largo del contacto Girón/Tibasosa, situación que no se sustenta con observaciones directas.

En el sector septentrional de este relevo de fallas el Macizo de Floresta cambia su organización interna, exhibiendo una serie de bloques delimitados por fallas normales heredadas del Paleozoico Superior. Las unidades sedimentarias que suprayacen estos bloques buzan al E. Como conjunto estos bloques definen un estilo en dominó y reflejan un evento extensivo pre-Andino. La Falla de Soapaga constituye la falla más oriental de estos bloques y exhibe en su bloque colgante un sinclinal menor que afecta el basamento y sedimentos del Paleozoico al Cretácico Inferior Figura 21.

En la zona de relevo interviene tanto el plegamiento como la tectónica en bloques, y las unidades del flanco oriental del macizo se presentan en un estado intensamente alargado. En brechas y filonitas de la misma falla se observan fragmentos de las unidades cretácicas que no alcanzan a aflorar en superficie, pero que se arrastraron por movimientos relativos entre el basamento y su cobertera hasta la superficie. Estas situaciones estructurales contrastantes conllevan a definir por lo menos dos diferentes objetivos exploratorios, que comprenden a) plays intensamente fracturados del flanco invertido y b) plays de tipo sub-thrust.

a) Yacimientos fracturados en sedimentos invertidos del flanco oriental del Macizo de Floresta.

Este tipo de yacimiento se deriva esencialmente de un pliegue con una vergencia hacia el E y comprende los siguientes elementos:

- Una falla inversa (la Falla de Soapaga) que en un caso favorable contrapone rocas impermeables del Cretáceo Inferior (Formación Tibasosa) contra unidades arenosas de diferentes formaciones del subyacente.
- Areniscas verticalizadas, entre las cuales se destacan las litologías de la Formación Une como objetivo exploratorio principal, ya que sus espesores alcanzan 100 m a 150 m en la cercanía de la falla. Durante su basculamiento y su alargamiento todas las unidades arenosas fueron sujetas a un fracturamiento por planos de cizalla, los cuales guían los manaderos existentes en el área de Beteitiva (Q. Azufre).

Este tipo de play se limita a cuerpos poco extensos en el bloque yacente de la Falla de Soapaga. Su restricción volumétrica podría compensarse, sin embargo, por el intenso fracturamiento sin-deformacional, que les proporciona un gran potencial de almacenamiento. En

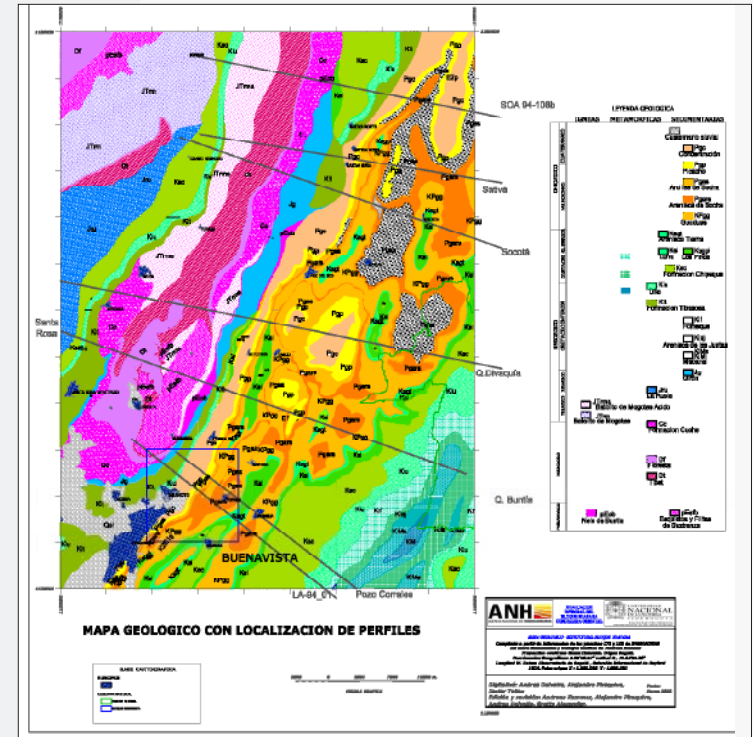


Figura 19. Mapa geológico del bloque con la ubicación de los perfiles estructurales construidos para este informe. Base: Mapas del Atlas Geológico 1:100.000 del INGEOMINAS y cartografías no publicados de A. Kammer.

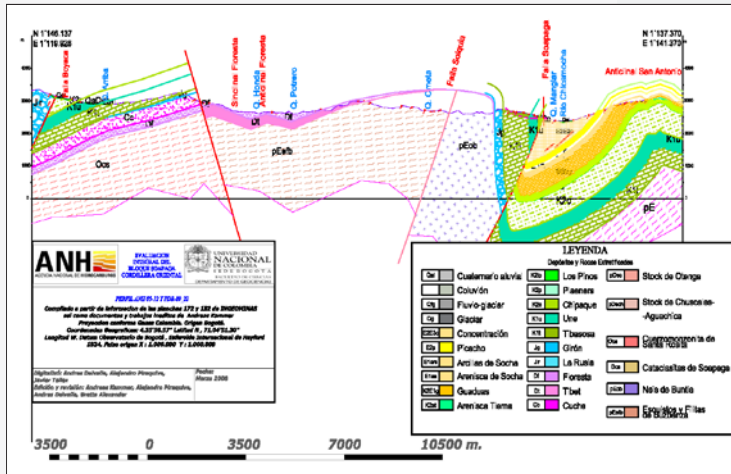


Figura 20: Perfil representativo del dominio sur de la Falla de Soapaga. En este tramo el Macizo de Floresta define un anticlinal amplio con una vergencia pronunciada al E por tener un flanco oriental sub-vertical. La Falla de Soapaga desplaza las unidades mesozoicas y terciarias del flanco oriental. Perfil construido por las líneas ANH-05 12 y PDR-89 22.

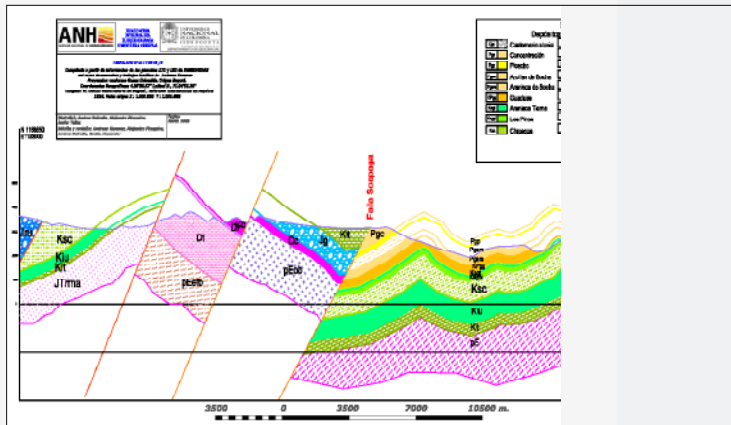


Figura 21: Perfil representativo del dominio norte de la Falla de Soapaga. En esta parte el Macizo de Floresta está diseccionado por una serie de fallas del Paleozoico Superior. Los bloques están recubiertos por sedimentos con inclinaciones hacia el E y definen, como conjunto, una estructura en dominó. Perfil construido por las líneas ANH-05 22 y PDR-88 16.

este respecto vale estudiar las fracturas y relacionarlas al caudal del crudo pesado que se observa en manaderos del flanco vertical a invertido del Macizo de Floresta, como uno que se encuentra al W de Beteitiva (Quebrada Azufre).

b) Yacimientos de tipo sub-thrust

En los plays ubicados por debajo de la Falla de Soapaga las unidades almacenadores

deberían estar inclinadas hacia el eje del Macizo de Floresta por el efecto de la flexión que ejerció el basamento cabalgado sobre el bloque yacente. En la formación de trampas interfieren otros factores, tales como acunamientos estratigráficos o fallas menores no documentadas hasta el momento.

En la zona de relevo de falla, estos dos tipos de yacimiento se combinan.

Fallas y pliegues asociados a la parte interna del Macizo de Floresta

Las estructuras internas del Macizo de Floresta son el resultado de diferentes eventos extensivos y compresivos. Las fallas heredadas influyeron marcadamente la evolución estructural de la fase andina del Mioceno/Plioceno. Entre las fallas heredadas se destacan, en primera instancia, fallas que se generaron durante un evento de rift del Paleozoico superior. Estas fallas tienen longitudes de cientos de kilómetros y limitan secuencias clásticas de tipo sin-rift con espesores de varios miles de metros, indicando así un orden de magnitud para sus saltos verticales originales. En orden de importancia siguen fallas originadas durante el evento de la separación continental del Triásico/Jurásico y de una fase de rift durante el Neocomiano, que controló la sedimentación de las unidades por debajo de la Formación Une y la cual se documenta en la restauración de los perfiles.

En el Macizo de Floresta el evento de rift del Paleozoico Superior dio origen a dos fallas mayores, las dos delimitando un graben con una secuencia sin-rift eminentemente clástica del Devónico Superior (Formación Tibet), que de S a N aumenta su espesor, alcanzando 2000 m en la parte septentrional del área de estudio. Estas fallas se denominan Tutasá y Soiquía en la sección esquemática de la Figura 22. Ambas fallas controlaron el emplazamiento de un complejo de intrusivos ácidos que arrojaron edades K-Ar de 471 Ma y 394 Ma (Ulloa y Rodríguez, 1982). La falla de Soiquía delimita, además, la extensión de un bloque de basamento metamórfico de mediano a alto grado, demostrando así un salto importante a nivel cortical.

En el dominio sur, los bloques delimitados por estas fallas están involucrados en un plegamiento amplio, sin estar sujetos a desplazamientos relativos. En el dominio septentrional, sin embargo, este plegamiento se sustituyó por una tectónica de bloques con fallas buzando

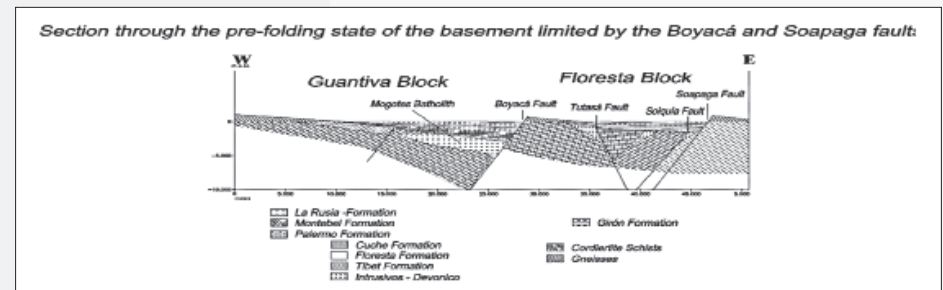


Figura 22: Perfil transversal generalizado a través del basamento de los anticlinales de Floresta y Arcabuco-Guantiva, efectuando una restauración con respecto al tope de los sedimentos jurásicos de las formaciones Girón-Montebel.

al W, las cuales implican saltos de 1000 m o más entre sedimentos paleozoicos y jurásicos, ambos medianamente inclinados hacia el E, Figura 22. La configuración de estos bloques refleja una tectónica en dominó y fue posiblemente acentuada durante un evento extensivo del Paleógeno. Con su inclinación hacia el W estas fallas deberían haberse reactivado durante el acortamiento del Neógeno, impidiendo así la formación de un pliegue mayor.

La configuración de las fallas del evento de rift del Jurásico temprano define un patrón más sencillo por constituirse de solamente dos fallas, las fallas de Soapaga y Boyacá, ambas buzando al W, Figura 22. Por la falta de conocimiento de las relaciones estratigráficas pre-cretácicas en los bloques yacentes no es posible afirmar, si estas fallas se crearon por la reactivación de fallas del Paleozoico Superior o si ellas representan estructuras independientes. En el segmento sur es evidente, que las fallas Paleozoicas al W de las fallas de Soapaga y Boyacá no se reactivaron durante el evento distensivo del Triásico tardío/Jurásico temprano, dando pie a la hipótesis, que esas dos fallas no implicaron ninguna reactivación de estructuras pre-existentes.

En lo que se refiere a la extensión de plays de tipo sub-thrust surge la pregunta de si la Falla de Soapaga corta o no las fallas heredadas. En un caso afirmativo, la Falla de Soapaga debería decapitar las estructuras pre-existentes y representar una falla “fuera de secuencia” para el evento compresivo del Neógeno. Para la construcción de los perfiles descartamos tal interferencia entre la Falla de Soapaga y las fallas más internas del macizo, proponiendo un escenario de una extensión limitada de los sedimentos del bloque yacente por debajo del macizo.

Esta interpretación es desfavorable frente a la exploración de un play mayor de tipo sub-thrust, pero se ciñe al estilo estructural de una tectónica en bloques.

Pliegues y Fallas al E de la Falla de Soapaga

En el área al E de la Falla de Soapaga prevalece un plegamiento abierto, que afecta unidades del Cretácico Superior y Terciario Inferior, implicando un relieve topográfico y estructural menor (Figura 18). Al E del bloque el relieve topográfico se hace, sin embargo, más importante. En el valle longitudinal del Río Cravo Sur gran parte de la columna cretácica está expuesta, comprendiendo las formaciones del Grupo Guadalupe hasta los shales basales del Cretácico inferior (Formación Macanal). Este hecho fue usado para determinar la variación de espesores de las unidades cretácicas en la restauración de los perfiles (véase la discusión de los perfiles más adelante).

La orientación y la amplitud de los pliegues se relacionan a la cercanía de la Falla de Soapaga: Los anticlinales contiguos a la falla exhiben una mayor amplitud y se distinguen por su rumbo paralelo a esta misma estructura. Estas relaciones apuntan hacia un cierto control del Macizo en el plegamiento de su antepaís oriental, sugiriendo que la Falla de Soapaga se activó tempranamente durante la fase andina y actuó como contrafuerte (“backstop”) durante el evento compresivo del Mioceno/Plioceno. Pliegues más orientales representan estructuras poco continuas y abiertas. Ellos se desvían del tren estructural impuesto por la Falla de Soapaga en un sentido anti-horario, marcando un rumbo aproximadamente N-S.

Esta parte oriental del bloque está afectada por un conjunto de fallas normales de dirección SW-NE que se evidencia principalmente en las mesas al N y S de Tasco. Estas fallas representan un fenómeno bien conocido para la minería del carbón y del hierro oolítico de Paz de Río y se inclinan en su mayoría hacia el NW.

Estas fallas tienen su representación hasta en fracturas menores de afloramientos aislados y son anteriores con respecto a la deformación compresiva del Neógeno. Estas relaciones temporales se deducen por sus reactivaciones como fallas inversas.

A medida que dichas fallas normales se aproximan a la Falla de Soapaga invierten su desplazamiento (Kammer, 1996), demostrando que la zona aledaña a la Falla de Soapaga sufrió una contracción particularmente intensa. Estas fallas podrían eventualmente entrapar hidrocarburos, especialmente en las mesetas uniformemente inclinadas cerca de Tasco.

No disponemos, sin embargo, de observaciones de discontinuidades de reflectores sísmicos que informen acerca de la continuidad de las fallas hacia las profundidades de unidades prospectivas, como la Formación Une.

Con respecto a la prospectividad de los anticlinales en la parte oriental del bloque se imponen dos preguntas de un particular interés: 1) ¿Los pliegues se asocian a fallas restringidas a la cobertera o afectan de manera uniforme también al basamento?; y 2) ¿Existen altos estructurales que definen prospectos en formas de domo y, en caso afirmativo, como se ubican estos altos con respecto al marco regional?

Un anticlinal fallado se observa solamente en la terminación septentrional del Anticlinal de Tasco (Figura 18 y Figura 23). Esta situación coincide, sin embargo, con la región intensamente deformada del relevo de la Falla de Soapaga. Aparte de este caso no se observan fallas relacionadas a pliegues y visto que el basamento del Macizo de Floresta está afectado por un acortamiento interno, que se traduce en las unidades metapelíticas por la presencia de un clivaje y en las unidades Paleozoicas por fósiles deformados, nos inclinamos a asumir que el basamento al E de la Falla de Soapaga también podría haberse deformado.

De esta manera es concebible presumir que los pliegues de esta área no se relacionan a un estilo de “piel delgada”, sino que afectan igualmente al basamento. Con su geometría parada los prospectos deberían encontrarse por debajo de las charnelas que afloran en superficie. En lo que se refiere a la ubicación de los pliegues más promisorios para fines exploratorios nos apoyamos en dos criterios:

1. Los pliegues de mayor amplitud y de mayor continuidad son los que se encuentran inmediatamente al E de la Falla de Soapaga. De hecho existen dos trenes de pliegue en el área del bloque, los cuales se relevan al SE de Paz de Río por un salto dextral. Estos son el Anticlinal de Tasco al S y el Anticlinal de La Chapa – La Cucho al N (Figura 24). El relevo de estos anticlinales coincide con el de los dos trazos de la Falla de Soapaga.
2. Los trenes de pliegue en mención presentan en áreas de mayor deformación cúpulas o domos alargados que se prestan para definir prospectos.

Para el Anticlinal de Tasco el núcleo de un domo alargado se manifiesta cerca del área de relevo de la Falla de Soapaga al SE de Tasco y expone la parte superior de la Formación Chipaque (Figura 18). Además de formar una estructura bastante estrecha, este An-

ticlinal presenta, como rasgo desfavorable para su exploración, la terminación fallada mencionada arriba (Figuras 18 y 23). Esta falla coincide con el plano axial del pliegue y puede representar un rasgo tardío en la evolución estructural. El *Anticlinal de La Chapa – La Cuche* al N de Paz del Río exhibe, por su lado, dos culminaciones axiales, entre las cuales la primera se ubica sobre el Río Chicamocha al NE de Paz del Río y la segunda en la vereda de La Cuche al E de Sativa Sur (Figura 24).

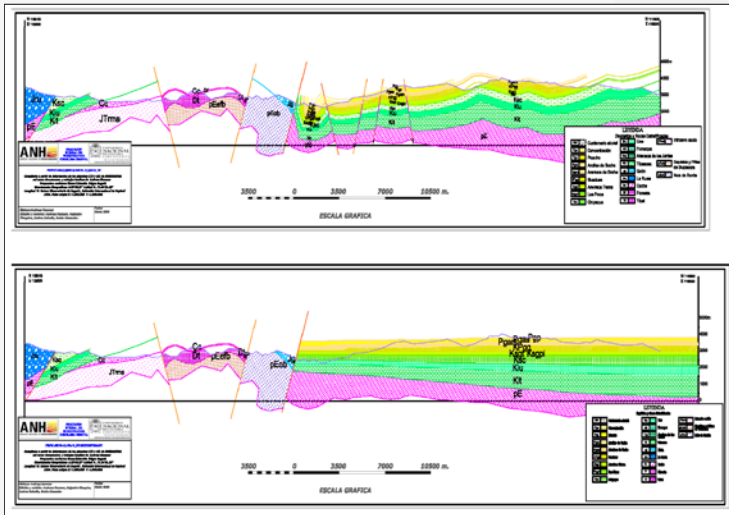


Figura 23. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_18 y SOA-94_102 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

Cada una de estas culminaciones se relaciona a un cambio direccional de la Falla de Soapaga, que define un entrante hacia el Macizo de Floresta. En el caso del *Anticlinal de la Chapa* el entrante se localiza en el valle del Río Minas a la altura del caserío de Concentración, lugar en donde la Falla de Soapaga cambia su rumbo de N 25° E a N 55° E. La culminación de la vereda *La Cuche* se relaciona a un cambio direccional en donde la falla, después de haber definido un promontorio entre Paz de Río y Sativaviejo, retoma una dirección de N 45° E. Estas relaciones tienen un interés en cuanto a la interpretación de estos pliegues, ya que afirma la hipótesis de que el Macizo de Floresta actuó como contrafuerte o “backstop” durante la fase andina. Al avanzar hacia el bloque yacente se estableció un flujo de material desde los promontorios hacia los entrantes del bloque colgante relativamente rígido, produciéndose altos estructurales o domos por el exceso de la masa rocosa “blanda”, que fluye hacia los entrantes del bloque relativamente rígido o “indenter”..

3. Hacia el límite oriental del bloque se presentan dos anticlinales menores que muestran estructuras en domo. Se trata del *Anticlinal de Bisbita* localizado al W de Paz de Río (Figura 24) y del *Anticlinal de Socotá*, que se ubica inmediatamente al S de Socotá.

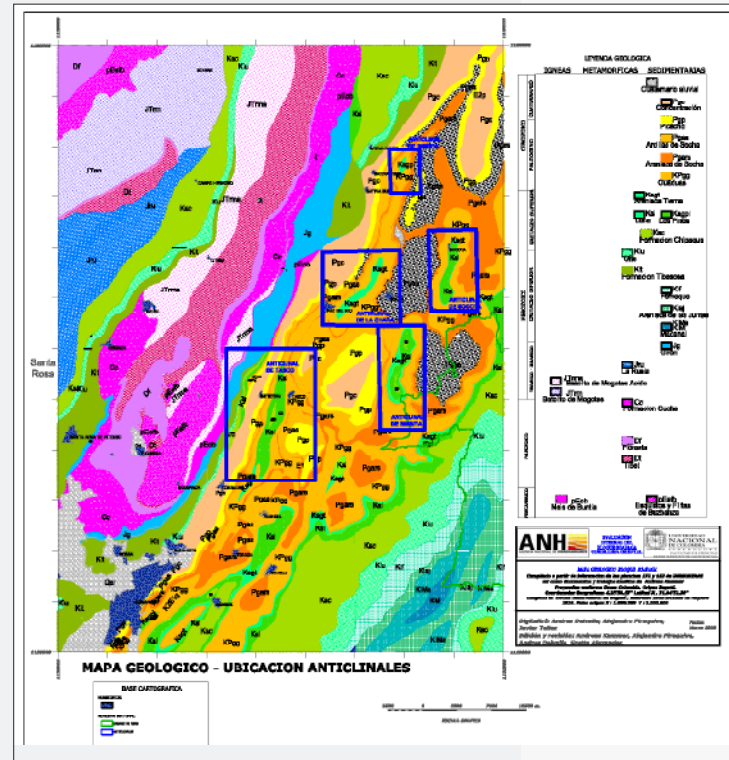


Figura 24. Mapa geológico del bloque. Areas prospectivas relacionadas a trampas estructurales ubicadas al E de la Falla de Soapaga: a) Anticlinal de Tasco b) Anticlinal de La Chapa – La Cuche c) Anticlinal de Bisbita d) Anticlinal de Socotá.

Por ser más alejados de la Falla de Soapaga ellos presentan amplitudes menores, pero carecen de flancos fallados.

Secciones estructurales

En este párrafo presentamos y discutimos 8 secciones estructurales, cuya localización se indica en la Figura 19. Estas secciones se construyeron en lo posible a lo largo de líneas sísmicas. Ellas fueron elegidas de acuerdo a su representatividad dentro del marco estructural general, su longitud (la mayoría de ellas se construyeron a lo largo de líneas sísmicas compuestas) y la disponibilidad de pozos. Para su construcción utilizamos las bases cartográficas del Prof. Andreas Kammer, algunos datos estructurales de los informes de la ANH e INGEOMINAS. Las coordenadas correspondientes a su ubicación, así como las líneas sísmicas de referencia y los valores de acortamientos para los bloques al E de la Falla de Soapaga están compilados en la Tabla 5.

Las extensiones longitudinales de estas secciones sobrepasan, por lo regular, los puntos finales de las líneas sísmicas. Estas prolongaciones se hicieron con el fin de ubicar la Falla de Boyacá al W y de definir los espesores de las unidades cretácicas al E del bloque, tal y como se presentan en las laderas del valle del Río Cravo Sur. Solamente la Sección Corrales – Sta. Rosa desvía de la línea de referencia (Figura 28) en su terminación oriental aproximadamente 1 Km. hacia el S. Este trayecto se escogió en vista de la alta densidad de datos geológicos que prevalecen en esta área.

Para cada sección se evaluó de manera independiente los datos básicos de superficie (límites geológicos, datos de buzamiento) para determinar los espesores y las inclinaciones de las unidades. Con este procedimiento se logró definir variaciones de los espesores entre ciertos puntos de referencia del bloque al E de la Falla de Soapaga.

Después de haber construido las secciones, se procedió a desplegarlos por un simple balanceo de líneas, observando, sin embargo, las variaciones de espesor para cada unidad. Este balanceo se aplicó solamente al bloque oriental de la Falla de Soapaga, ya que el control de espesores en el flanco occidental del Anticlinal de Floresta es muy rudimentario. En cuanto a la geometría inicial de las unidades del bloque restaurado se observa un engrosamiento de las formaciones cretácicas hacia el E para las secciones del dominio sur del Macizo de Floresta. Como apreciación preliminar se propone, que las unidades se acuñan aún más hacia el eje del

LINEAS SÍSMICAS		LOCALIDAD	INICIO		TERMINACIÓN		LONGITUD	ACORTAMIENTO BLOQUE ORIENTAL		
ANH	OTRA		e	n	e	n	(m)	l' (m)	lo (m)	e=(l'-lo)/lo (%)
	LA-94_01	Pozo Bolivar	1.128.000	1.136.000	1.150.000	1.119.000	27.750	18.935	20.714	-8,6
	PDR-88_04	Pozo Corrales	1.132.540	1.134.785	1.152.200	1.120.000	28.335	25.813	28.050	-8,0
ANH-05_12*	PDR-89_22*	Sta Rosa	1.119.926	1.146.137	1.141.370	1.137.370	23.155	6.258	8.038	-22,1
ANH-05_14	PDR-88_06	Q. Buntía	1.120.000	1.147.750	1.164.000	1.132.450	46.440	29.002	32.292	-10,2
ANH-05_18	SOA-94_102T	Q. Divaquiá	1.120.000	1.153.100	1.168.000	1.143.800	48.650	27.755	30.855	-10,0
ANH-05_22	PDR-88_16	Socotá	1.133.000	1.168.650	1.168.000	1.156.675	36.850	20.968	22.695	-7,6
ANH-05_24	SOA-94_106	Sativa	1.135.000	1.169.000	1.168.000	1.163.750	33.200	19.698	21.990	-10,4
	SOA-94_108	Jerico	1.135.000	1.177.400	1.168.000	1.170.800	35.550	16.179	18.062	-10,4

Anticlinal de Arcabuco – Guantiva, alcanzando espesores mínimos en la zona de bisagra de esta estructura regional. Las tasas de acortamiento varían alrededor de un 10%, aumentándose hacia los pliegues contiguos a la Falla de Soapaga. Estas relaciones se confirman para la sección de Sta - Rosa – Corrales (Figura 28) que muestra un acortamiento elevado de un 20% involucrando solamente el Anticlinal de Tasco en el bloque oriental de la Falla de Soapaga.

Sección vertical por la línea sísmica LA-94_01 (Figura 25)

Esta sección contiene el pozo Bolivar-1, en el cual se perforaron las unidades del Paleógeno hasta Cretácico superior del Anticlinal de Tasco. Los espesores de las unidades perforadas son aparentes, ya que el pozo se ubica en un flanco occidental moderadamente inclinado del anticlinal, cuyo eje coincide con el Río Chicamocha al S de Punte Reyes Patria (desvío de la carretera a Gámeza). Los datos utilizados para proyectar las unidades encontradas en el pozo se presentan en la Tabla 6.

POZO BOLIVAR	X	Y	ELEV	EMR	GUADUAS	ARENISCA TIERNA	LOS PINOS, "LUNA"	PF
Localización	1135709	1130033						
Topes (pies)			8360	8375	8375	1724	2880	3700
Topes (m)			2548	2553	2553	525	878	1128
Espesores						352	250	

Tabla 6. Datos del Pozo Bolívar. – PF: Profundidad final del pozo; la Formación Arenisca Tierna pertenece a la parte superior, las formaciones Los Pinos y "La Luna" a la parte inferior del Grupo Guadalupe.

A continuación se detallarán estos aspectos para cada sección.

En esta sección el Anticlinal de Tasco apenas se individualiza y puede considerarse como estructura anexa a un anticlinal más oriental, el de Monguí. Las unidades del Grupo Guadalupe mantienen espesores constantes. La Formación Guaduas, sin embargo, triplica su espesor desde el Sinclinal de Mongua hasta el Anticlinal de Tasco de 190 m a 615 m.

Sección vertical por la línea sísmica PDR-88_04 (Figura 26)

En esta sección las unidades invertidas del flanco oriental del Anticlinal de Floresta alcanzan un mayor espesor y se ponen en contacto con la secuencia arenosa de la Formación

Tabla 5. Datos para las secciones estructurales. Con excepción a la sección de Sta. Rosa, todas las líneas construyeron paralelamente a las líneas sísmicas de referencia. Nótese que las secciones exceden las extensiones de las líneas sísmicas. Estas extrapolaciones se hicieron para obtener los espesores de las unidades cretácicas al E del bloque y para ubicar la Falla de Boyacá en la terminación occidental de las secciones. Acerca de los datos que indican acortamientos para el bloque yacente de la Falla de Soapaga: l' es lo longitud actual de la línea estructural, lo es la longitud del estado retrodeformado de la respectiva línea, y e=(l'-lo)/lo*100 es el porcentaje del acortamiento calculado para cada línea.

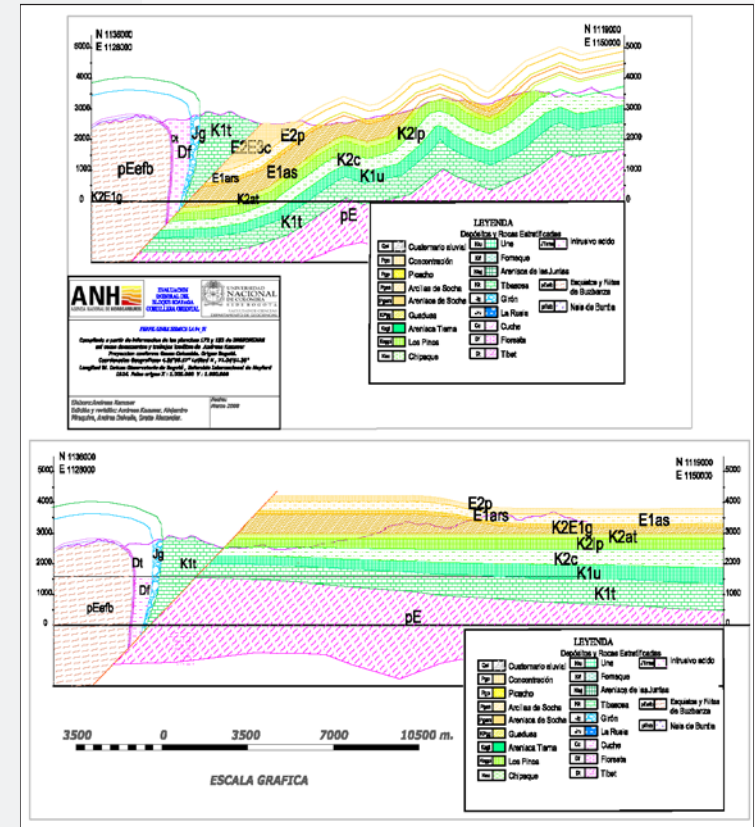


Figura 25. Sección vertical por la línea sísmica LA – 94_01 con el pozo Bolívar y su equivalente restaurado.

Concentración a través de la Falla de Soapaga. La inclinación de estos últimos estratos, así como de las formaciones Socha y Picacho está controlada por el Pozo Corrales. De acuerdo a la plancha 172 del mapa geológico del INGEOMINAS dicho pozo se ubica en la Formación Une y alcanzaría parte de la Formación Chipaque, para después atravesar la Falla de Soapaga y continuar en los estratos normales del Paleógeno (Formaciones Concentración a Guaduas). El registro del pozo muestra, sin embargo, ninguna evidencia de haber atravesado la Formación Une y tomando en cuenta esta relación, concluimos que el pozo su ubicó inmediatamente al W de la Falla de Soapaga (Figura 27) en los sedimentos de la Formación Concentración. Estas relaciones deberían verificarse, sin embargo, en una futura reevaluación cartográfica.

El Anticlinal de Monguí se presenta también en esta sección con una mayor amplitud. Un balanceo de las unidades al E de la Falla de Soapaga muestra el acuñamiento de las unidades hacia el W. Restaurando el tope de la Formación Guadalupe a una posición horizontal, se

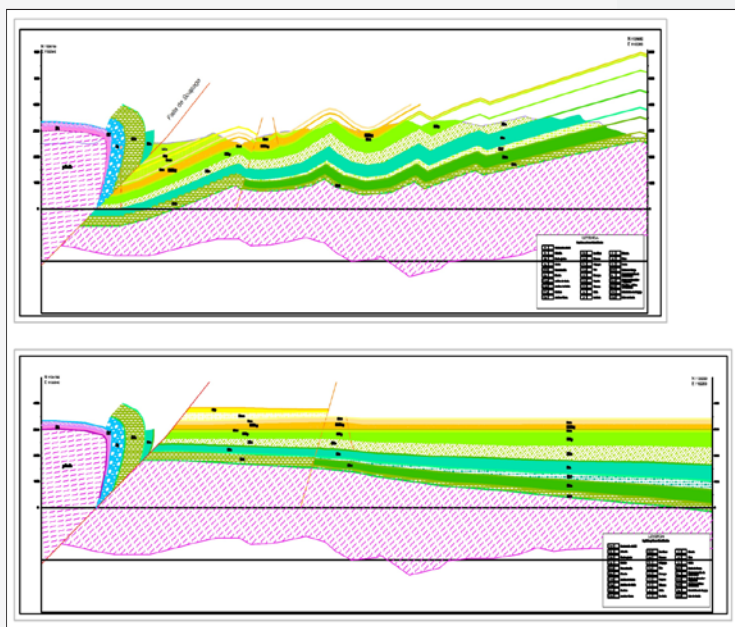


Figura 26. Sección vertical por la línea sísmica PDR 88_04 y su equivalente restaurado (Bloque oriental de la Falla de Soapaga).

obtiene una inclinación de 2° para el tope de la Formación Une, y una inclinación de hasta 5° para la base de la columna cretácica.

Sección vertical por un trayecto aproximado a las líneas sísmicas de ANH-05_12 y de PDR-89_22 (Figura 28)

Esta sección refleja la geometría del Macizo de Floresta en su segmento sur, la cual se caracteriza por una amplia cresta y un flanco oriental fuertemente inclinado. La falla paleozoica de Soiquía se ubica en la misma área de cresta y no existen indicios para su reactivación. La Falla de Tutasá, además de mostrar el salto que controló la sedimentación de la Formación Tibet, representa, sin embargo, el sitio de un plegamiento abierto en su bloque colgante. La Falla de Soapaga desplaza el flanco oriental del Anticlinal de Floresta, delimitando en superficie unidades invertidas del Cretáceo contra estratos normales de la Formación Concentración. El Anticlinal de Tasco adquiere en esta sección una mayor amplitud. En superficie se evidencia un engrosamiento fuerte de la Formación Guaduas de E a W a lo largo de los flancos del Anticlinal de Tasco.

Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_14 y PDR-89_06 (Figura 29)

La sección siguiente une los municipios de Corrales y Sta Rosa y se caracteriza por los elementos estructurales ya identificados anteriormente. Aquí los pliegues ligados a la Falla de

Tutasá son más acentuados, mientras que el Anticlinal de Tasco mantiene una forma parecida. Esta sección se extendió hasta las laderas del valle del Río Cravo Sur y permite, por lo tanto, examinar el acuñamiento de las unidades cretácicas hacia el W. En la sección restaurada el tope de la Formación Une adquiere una actitud casi horizontal, mientras que la base de los sedimentos cretácicos está inclinada alrededor de 5° hacia el E.

Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_18 y SOA-94_102 (Figura 23)

Esta sección comprende las estructuras del área transicional del Macizo de Floresta que delimita el sector sur plegado del dominio norte fallado. En esta sección la Falla de Soiquía se reactivó, dando lugar a un mayor desplazamiento normal. El graben Paleozoico limitado por las fallas de Soiquía y Tutasá está afectado por un plegamiento abierto en la cercanía de sus bordes. El bloque yacente de la Falla de Soapaga está forzado en un plegamiento casi isoclinal. Las unidades cretácicas del flanco occidental de este pliegue están afectadas por un fuerte adelgazamiento tectónico.

En su plano axial el Anticlinal de Tasco está cortado por una falla.

Más al E se aprecian las unidades levemente inclinadas hacia el W, que conforman las mesetas del área al N de Tasco y que se componen en la superficie por formaciones del Paleógeno. Estas unidades están disectadas por fallas normales con desplazamientos sintéticos. Hacia la terminación oriental de la sección estas unidades están afectadas por pliegues amplios. El pliegue que termina las mesetas levemente inclinadas hacia el W es el *Anticlinal de Bisbita*, al que atribuimos un cierto potencial prospectivo por ubicarse en la culminación de una megaestructura que se resalta en la sección y por formar una culminación por su doble cabeceo hacia el N y el S (Figura 28). En la sección restaurada el tope de la Formación Une se inclina 1° y la base de la secuencia cretácica 4° hacia el E, tomando como referencia el tope del Grupo Guadalupe.

Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_22 y PDR-88_16 (Figura 30)

Entre el intervalo que separa la anterior y la sección actual, coincidiendo con el corte del Río Minas, el Macizo de Floresta se reorganiza y se presenta de aquí en adelante como un conjunto de bloques fallados. En la sección se aprecian dos bloques en disposición de dominó con un buzamiento fuerte hacia el W. El bloque yacente de la Falla de Soapaga está afectado por una serie de pliegues, entre los cuales se destaca el *Anticlinal de La Cuche*. Al E de este anticlinal se destaca el *Anticlinal de Socotá* que exhibe una continuidad restringida paralela al tren estructural, pero el cual, por su doble cabeceo, define un domo alargado con potencial prospectivo. Para la restauración del bloque oriental de la Falla de Soapaga no disponemos de datos para constreñir los espesores de las unidades cretácicas. Apoyándonos

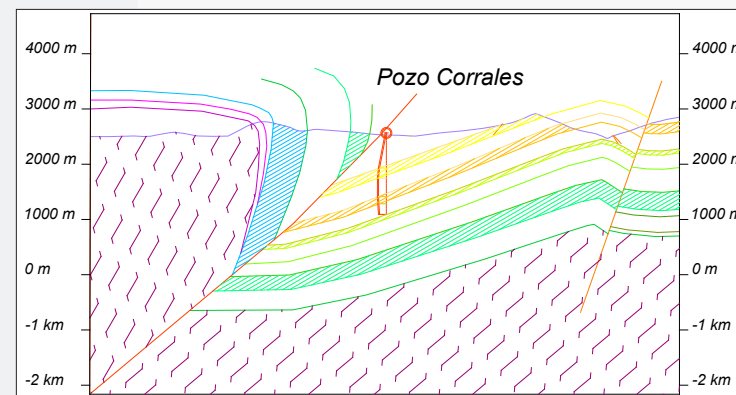


Figura 27. Detalle de la parte W del perfil PDR 88_04 con el pozo Corrales. Uniendo el trazo de la Falla de Soapaga en superficie con una discontinuidad litológica a 925´ de profundidad (referencia: mesa rotatoria) se obtiene un buzamiento de 40° para el plano de esa falla.

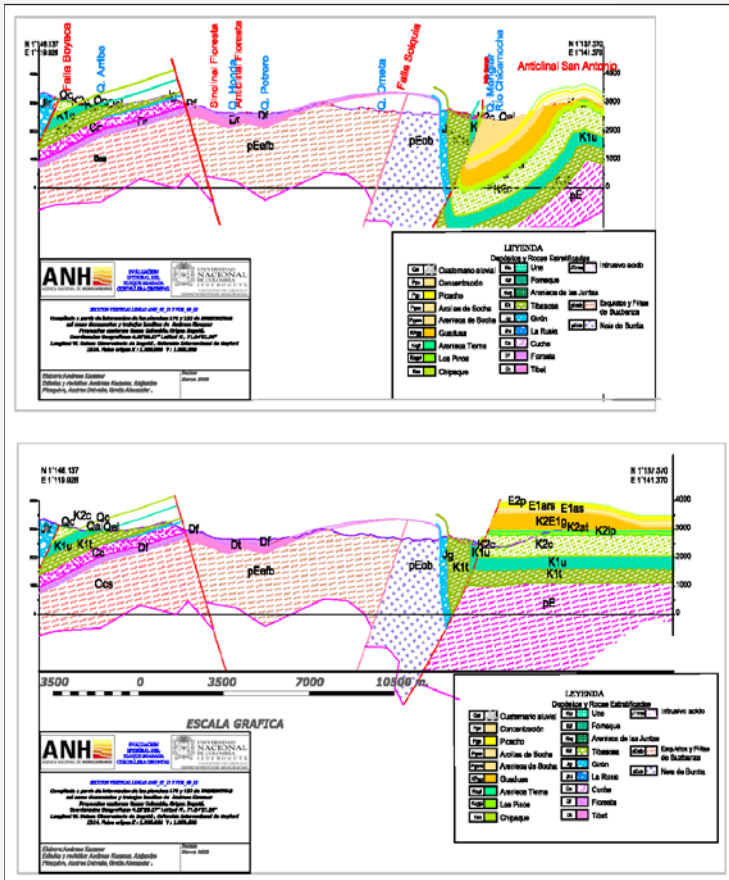


Figura 28. Sección vertical por un trayecto aproximado a las líneas sísmicas de ANH-05_12 y PDR-89_22 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

en los datos de superficie no es evidente un acunamiento de las unidades cretácicas hacia el W.

Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_24 y SOA-94_106 (Figura 31)

En lo que se refiere a la organización interna del Macizo de Floresta, esta sección se parece a la anterior. El *Anticinal de La Cuche* se corta en esta sección a una distancia de 2 Kms. al S de su culminación. Para un determinado límite litológico se puede definir una amplitud, que corresponde a un desnivel estructural entre una línea tangencial, la cual une los sinclinales adyacentes, y la cresta de la estructura. Esta amplitud tiene alrededor de 1100m para el tope de la Formación Une, pero se reduce a alrededor de 500m para el Anticinal de Socotá, que se reconoce aún en esta sección mas al W.

Sección vertical por las líneas sísmicas de SOA-94_108 (Figura 32)

En la presente sección el Macizo se divide en dos bloques con buzamientos opuestos. El bloque occidental expone las unidades del Cretácico basal y provee, por

lo tanto, un control en cuanto a sus espesores. Con respecto al tope horizontalizado del Grupo Guadalupe el tope de la Formación Une se inclina 1° y la base de la secuencia cretácica 3° hacia el E. El Anticinal de La Cuche se presenta aquí a una distancia de 5 Kms. al N de su culminación con una amplitud bastante reducida.

Comparación entre líneas sísmicas de referencia y secciones estructurales

En este aparte se presentan unos comentarios referentes a la interpretación de las líneas sísmicas y de las extrapolaciones de la geología de superficie en las secciones verticales. Ambas interpretaciones estructurales tienen su propia fuente de datos y deberían complementarse mutuamente. En ciertos casos al no encontrar patrones de reflectores consistentes, nos apoyamos en las secciones estructurales, para llegar a una coincidencia con los datos geológicos de superficie. Una incertidumbre inherente tanto a la interpretación sísmica

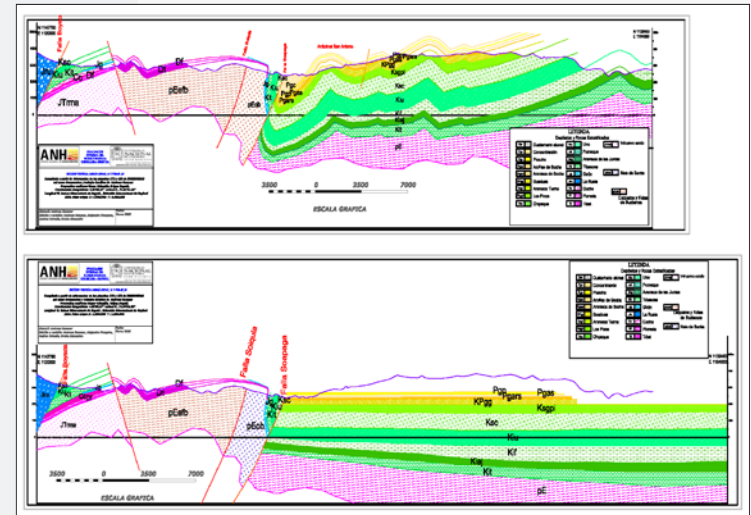


Figura 29. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_14 y PDR-89_06 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

como a las construcciones estructurales se refiere a la extrapolación de los pliegues hacia las profundidades intermedias de las unidades cretácicas, ya que para estas se identifican solamente reflectores esporádicos en las líneas sísmicas. Las extrapolaciones de estas unidades en las secciones estructurales se basan, a su vez, en extrapolaciones de espesores medidos entre las unidades fuertemente deformadas del flanco oriental del Anticinal de Floresta y las unidades poco deformadas de las laderas del valle del Río Cravo Sur, que muestran espesores mayores por depositarse en un depocentro de la cuenca cretácica.

Perfil La 94_01 (Figura 33)

En la sección de tiempo de la línea La 94_01 se observan reflectores correspondientes a las formaciones Une y Tibasosa de muy poca inclinación, que contrasta con el buzamiento intermedio de las unidades en superficie. En la parte oriental del perfil, se distinguen reflectores de la cobertera sedimentaria por debajo de la Falla de Soapaga, de acuerdo a la construcción estructural. En esta terminación la línea sísmica denota una falla inversa con vergencia occidental, seguida de una estructura sinclinal limitada en su flanco oriental por una falla inversa, con vergencia al occidente. Estas fallas no son coincidentes con el perfil estructural, pero las estructuras, que estas provocan, tratan de asimilar la forma presentada en el perfil realizado.

Comparación entre la Línea PDR – 1988 – 04 y la sección de Corrales (Figura 34)

Esta línea representa la parte central del perfil realizado. En esta se observa la Falla de Soapaga, coincidente con la falla planteada por el perfil. Hacia la parte occidental se tiene una mala correspondencia en cuanto a las inclinaciones de las capas tanto en la sísmica

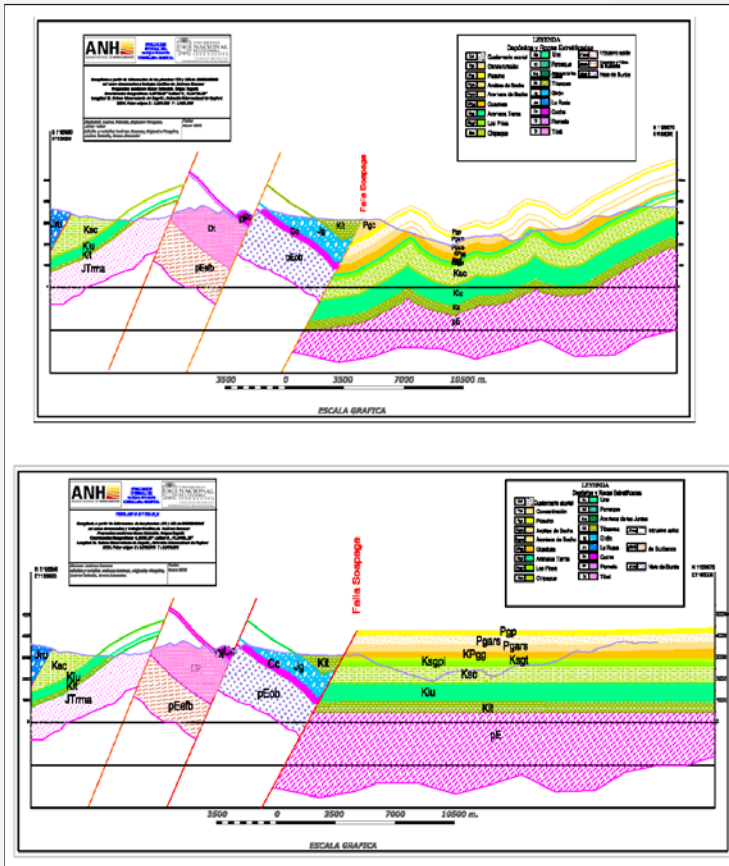


Figura 30. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_22 y PDR-88_16 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

donde tiene un buzamiento suave, como en el perfil donde los buzamientos son muy altos. Esto se puede atribuir al procesamiento, debido a que los datos de campo respaldan que estos sean muy inclinados. Hacia la parte oriental de la Falla de Soapaga, se observa una estructura sinclinal amplia, la cual es coincidente entre el perfil y la línea sísmica, pero con la diferencia de que en la línea sísmica se observa una discontinuidad, que se puede interpretar como una falla de retrocabalgamiento con poco desplazamiento. Mas hacia el oriente, se observa en el perfil una falla que corta una estructura anticlinal, posterior al sinclinal descrito anteriormente. Esta falla inversa es coincidente con la vista en la interpretación sísmica. Seguida de esta falla, se encuentra una estructura sinclinal, la cual es cortada por una falla inversa con vergencia occidental, que se observa tanto en el perfil como en la línea sísmica. Posteriormente en el perfil las capas se mantienen continuas mientras que en la

línea se identifica otra falla con vergencia al occidente, la cual se encuentra dentro del sinclinal anteriormente mencionado.

Comparación entre las Líneas ANH – 2005-14 y PDR -1988 – 06– 14 y la sección estructural de la Quebrada Buntia (Figura 35)

Parte A: Línea ANH – 2005 – 14

Esta línea define la parte occidental del perfil realizado. En esta se observa una buena coincidencia de las capas con las realizadas en el perfil estructural. Poseen buzamientos similares y concordancia en la posición. En la sísmica se ve marcada una falla inversa con vergencia occidental que es coincidente con la realizada en el perfil estructural en esta posición. La Falla de Soapaga, y una anterior a esta, ambas inversas, son coincidentes con el perfil en la ubicación, aunque sus ángulos son diferentes. En el bloque que se encuentra entre la falla Soapaga y la falla inversa anterior con su misma vergencia, el buzamiento de los reflectores de las capas que se siguen en la sísmica, no son coincidentes con los realizados en el perfil. En la parte mas oriental de la línea sísmica, y casi en el centro del perfil estructural, se observan las capas, formando un sinclinal amplio, el cual es coincidente con el perfil estructural en esta zona, la cual termina en un flanco de un anticlinal, que se observa bien definido hacia el final de la línea sísmica.

Parte B. Línea PDR -1988 – 06

Esta línea representa la parte más oriental del perfil realizado. En ella se observa como los horizontes marcados en la parte más oriental, no coinciden con los ángulos que se tienen en el perfil estructural realizado. Esta discrepancia se explica por la inclinación de las capas en esta zona, lo cual hace que se interprete el ruido como reflectores. Posteriormente, hacia el oriente, se observa la Falla de Soapaga, que es coincidente con la descrita por el perfil estructural. Seguido de esta se encuentra una estructura sinclinal, seguida de un anticlinal, que se observan claramente en las líneas sísmicas y que son coincidentes con las realizadas en el perfil estructural. Seguido de estas estructuras, se presenta un sinclinal, el cual en la sísmica es cortado por una falla inversa con vergencia al occiden-

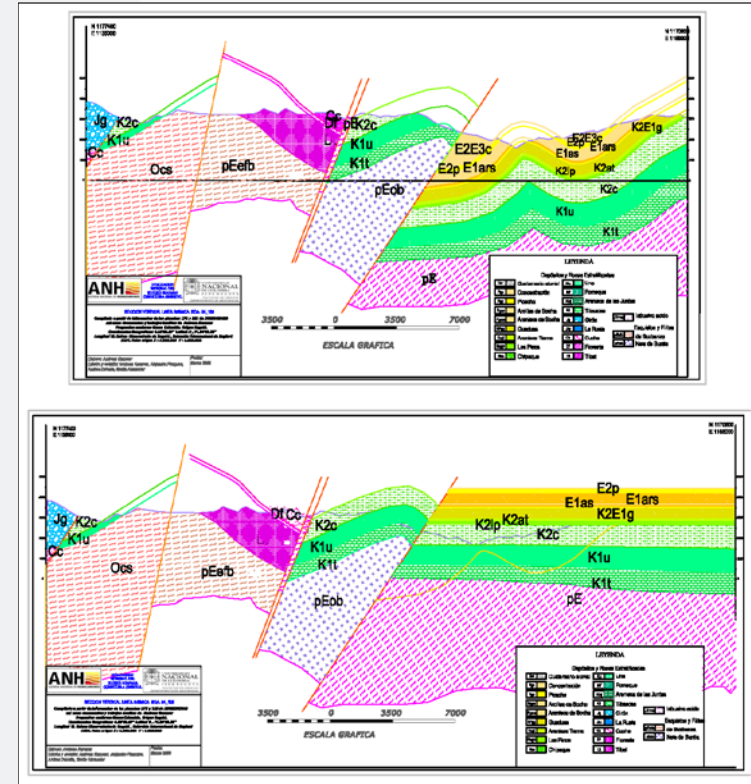


Figura 32. Sección vertical por las líneas sísmicas de SOA-94_108 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

te, que no es dibujada en el perfil. Mas al oriente, saliendo de esta estructura sinclinal, se observa el flanco occidental de un anticlinal, que se mantiene continuo hasta que es cortado en su flanco oriental por una falla inversa de vergencia oriental, la cual se observa coincidente en el perfil estructural. El la parte final de la línea, se observa una estructura monoclin, que es coincidente con el flanco occidental de un anticlinal dibujado en el perfil.

Comparación entre las Líneas ANH – 2005-18 y SO-1994-102 y la sección estructural Quebrada Divaquí (Figura 36) Parte A: Línea ANH 2005 -18.

En la línea sísmica se observan algunas características coincidentes, más que todo en la parte más oriental. La interpretación de una zona sinclinal apretada se efectuó de acuerdo a los datos de superficie, debido a que no hay una buena definición de reflectores en esta zona, especialmente en el flanco occidental del sinclinal, donde las capas son muy inclinadas. Hacia la parte occidental de la Falla de Soapaga, se observa una falla asociada, que no se encuentra en la interpretación estructural, y que se define muy bien en la sísmica debido a un cambio en el patrón de reflectores en este sector de la línea. El buzamiento de las capas coincide con el de la interpretación estructural, así como una segunda falla que involucra este.

Parte B: Línea SO-1994-102

La parte más oriental del perfil está cubierta por esta línea, la cual en su parte más occidental, se muestra coincidente con el perfil estructural, hay coincidencia de los reflectores con la estructura sinclinal. Se observa, a su vez, una falla inversa con vergencia occidental tanto en el perfil estructural como en la línea sísmica. Avanzando hacia el Oriente, se observa un conjunto de tres fallas en el perfil estructural, que no son observadas por la sísmica, debido a la continuidad de los reflectores. Finalmente en la parte mas oriental del perfil se distingue una primera estructura anticlinal, que se aprecia claramente en la línea sísmica, y que muestra buena concordancia con el perfil. La segunda estructura anticlinal, es una estructura más suave, que es también coincidente con la sísmica. Para terminar, al oriente de la línea se observa una falla inversa con vergencia occidental, que no se encuentra en el perfil estructural, ya que este en su parte más oriental es continuo en sus capas sedimentarias.

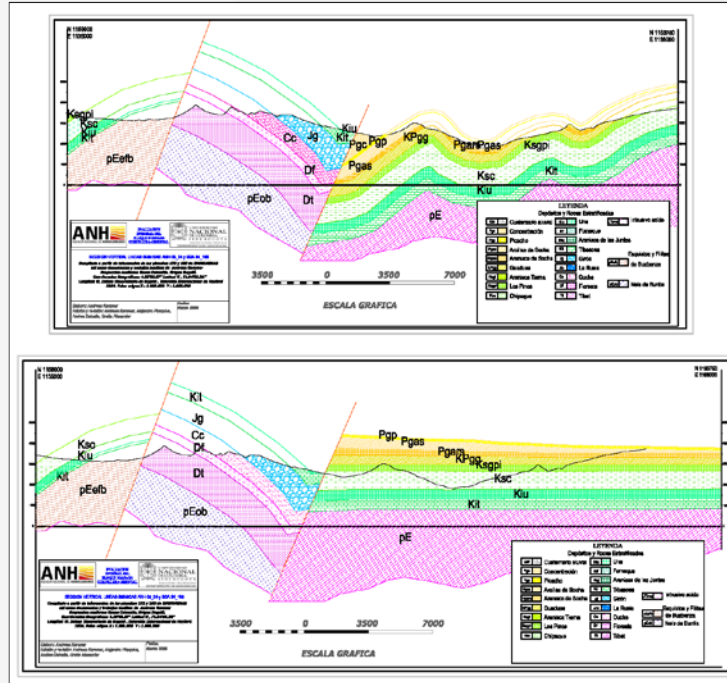


Figura 31. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_24 y SOA-94_106 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

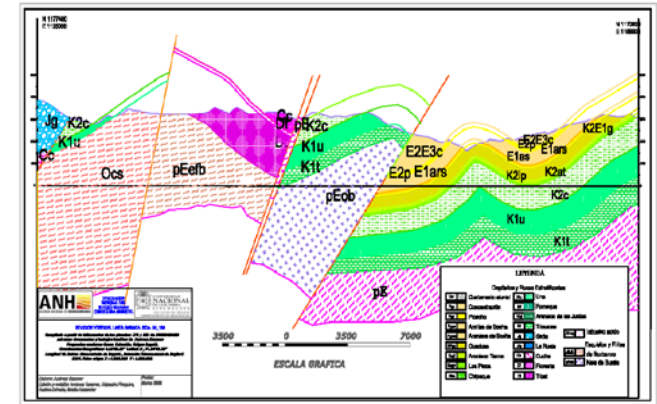


Figura 32. Sección vertical por las líneas sísmicas de SOA-94_108 y su equivalente restaurado (bloque oriental de la Falla de Soapaga).

Comparación entre las Líneas ANH – 2005-22 y SO PDR – 1988 – 16 y la sección estructural Socotá (Figura 37)

Parte A: Línea ANH – 2005 – 22

Esta línea representa la parte más occidental del perfil estructural realizado. En esta línea se observan, de occidente a oriente, tres fallas importantes, de las cuales dos son coincidentes con el perfil realizado. La tercera no coincidente es la que se encuentra inmediatamente antes de la Falla de Soapaga. En esta línea la coincidencia del buzamiento de los reflectores y de los horizontes es buena, y se observan formando un flanco de una estructura sinclinal al final de la línea sísmica, el cual coincide con lo observado en el perfil estructural realizado.

Parte B: Línea PDR – 1988 – 16

En esta línea se observan las partes central y oriental del perfil realizado. La interpretación de esta línea difiere del perfil estructural en la parte más occidental. Al occidente de la línea

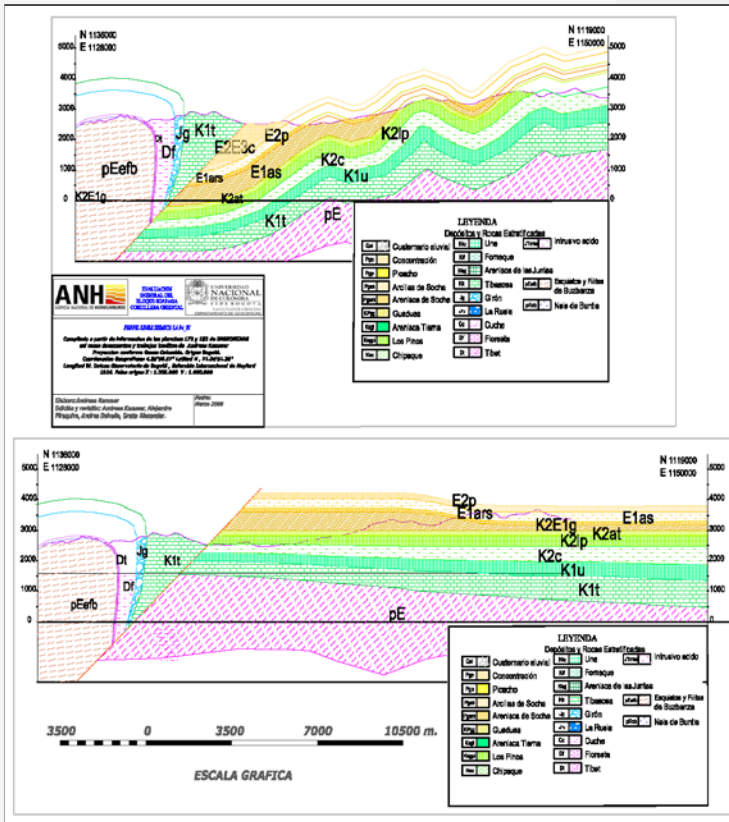


Figura 33. Comparación entre línea sísmica LA-94_01 (a) y la sección vertical por el Pozo Bolívar al S de Corrales (b).

se muestra la Falla de Soapaga seguida de capas sedimentarias, que formarían un flanco de una estructura anticlinal, el cual es cortado por una falla inversa con vergencia oriental que no es dibujada en el perfil. Seguido se encuentran las capas de la cobertera sedimentaria

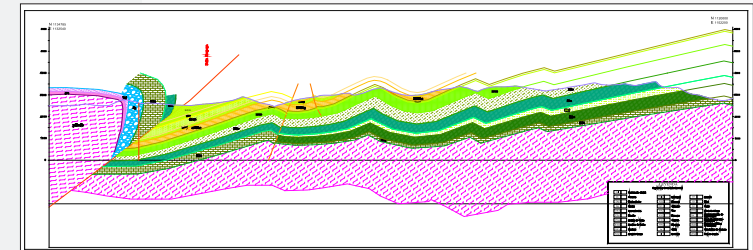
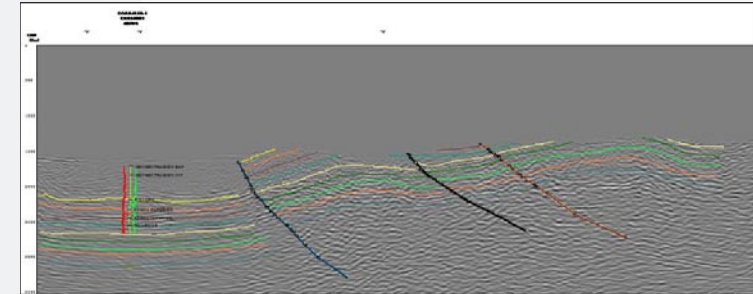


Figura 34. Comparación entre línea sísmica PDR-1988-04 y la sección vertical de Corrales.

poco deformadas, que son coincidentes con el perfil estructural realizado, para finalizar con un anticlinal, el cual en las líneas sísmicas se traza un poco forzado para respetar los datos de la geología de superficie. Este anticlinal es observado a su vez en el perfil estructural realizado.

Comparación entre las Líneas ANH – 2005-24 y SOA-94-106 y la sección estructural Sativa (Figura 38)

Parte A. Línea ANH 2005-24

En la parte Occidental, de esta línea, se observa la coincidencia en el buzamiento de las capas que corresponden al basamento sedimentario, hasta la Falla de Soapaga, así como una falla que se encuentra inmediatamente antes de la de Soapaga. Posteriormente, se observan los estratos sedimentarios con características similares tanto en el perfil estructural, como en la línea, sísmica. En esta línea en general, se observa una buena coincidencia tanto de los reflectores interpretados, como de los perfiles estructurales realizados.

Parte B. Línea SOA-94-106

Esta línea representa la parte más Oriental del perfil realizado. Se encuentran coincidentes, las estructuras al occidente de esta línea, con las mostradas en el perfil estructural, tanto la Falla de Soapaga, como la falla inmediatamente anterior, así como las capas sedimentarias en esta zona. Al pasar la Falla de Soapaga de occidente a oriente, la sísmica muestra una buena coincidencia de los reflectores sedimentarios que se encuentran formando el flanco occidental de una estructura anticlinal, que es coincidente con el perfil estructural, pero que en la sísmica se

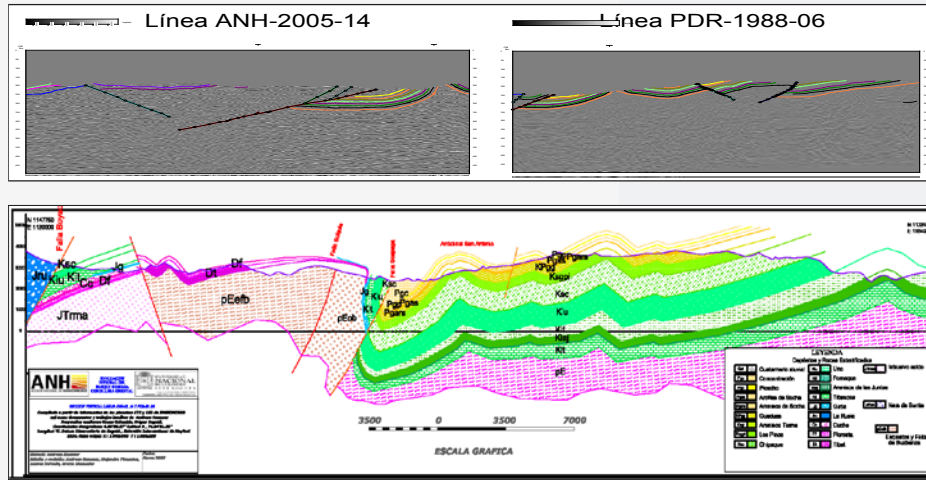


Figura 35. Comparación entre líneas sísmicas ANH-05_14 y PDR-88_06 y la sección vertical de la Quebrada Buntía.

muestra fallado, en comparación al perfil donde este aparece continuo. Siguiendo hacia el Oriente, la estructura anticlinal se ve definida por los reflectores aunque, con un poco de ruido hacia el eje de esta, pero que mantiene su continuidad. Esta estructura anticlinal, es coincidente con la mostrada en el perfil estructural, y mantiene coincidencia hasta el final de una estructura sinclinal bien definida, que también se observa en el perfil donde la línea sísmica finaliza.

Comparación entre las Líneas ANH – 2005-24 y SOA-94-108b y la sección estructural Jericó (Figura 39)

Línea SOA – 94 – 108b

Esta línea representa la parte oriental del perfil realizado. En esta se puede observar la coincidencia en el ángulo de trazo de la falla así como alguna coincidencia en los horizontes trazados que corresponden a las Formaciones. Une y Tibasosa en cuanto a su ubicación y buzamiento. En la línea se muestran trazadas tres fallas, dos de ellas, más al oriente de la Falla de Soapaga, las cuales no se dibujan en el perfil estructural realizado y que se encuentran afectando las capas sedimentarias, al oriente de la Falla de Soapaga.

En la parte más oriental de la línea se describe una estructura anticlinal que se encuentra coincidente con el perfil realizado, pero que al final de su flanco más oriental, es cortado por una falla inversa con vergencia al occidente, que no es dibujada en el perfil estructural. La línea sísmica se presenta como de regular calidad y con mucho ruido en algunos sectores, así como “vacíos” de información los cuales pueden afectar la interpretación sísmica.

Métodos potenciales

A continuación se describen las labores de compilación, procesamiento e interpretación de datos gravimétricos del Bloque Soapaga y áreas circundantes, disponibles en la base de

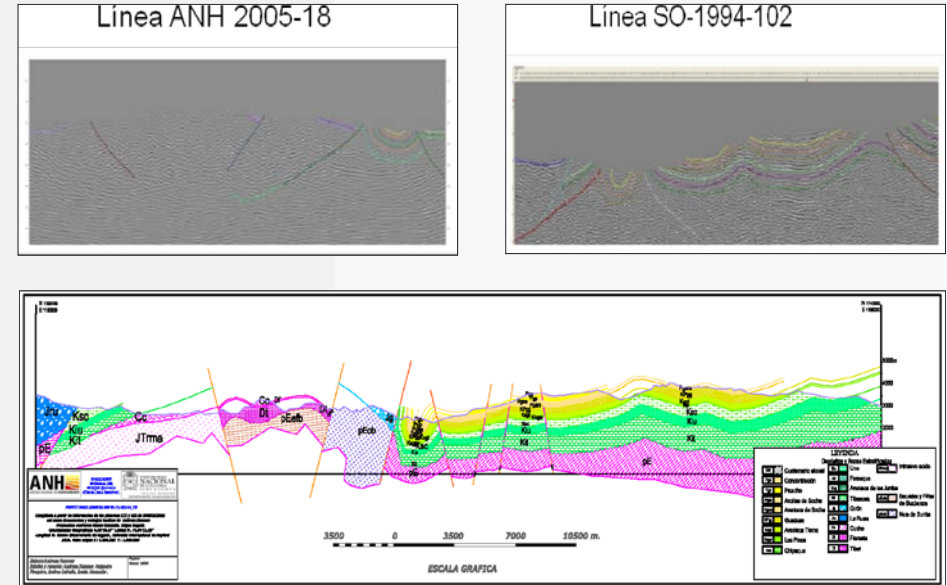


Figura 36. Comparación entre líneas sísmicas de ANH-05_18 y SOA-94_102 (a) y la sección vertical de la Quebrada Divaquia (b).

datos del Mapa Gravimétrico de Colombia (Figura 40; Esquivel, et al., 1998). Se realizó la compilación de estaciones de gravimetría contenidas dentro de las siguientes coordenadas planas con origen en el Observatorio Nacional de Bogotá:

COORDENADAS	MÍNIMO	MÁXIMO
Este	1° 065.000	1° 170.000
Norte	1° 080.000	1° 185.000

Tabla 7. Coordenadas para la compilación de información.

Los resultados de búsqueda proporcionaron un total de 1119 estaciones distribuidas a lo largo de vías de acceso y líneas sísmicas (Figura 41), de las cuáles se obtuvieron los siguientes campos de información (Anexo 5):

- Coordenada Este (m)
- Coordenada Norte (m)
- Longitud (grados)
- Latitud (grados)
- Altura (m)
- Anomalía de aire libre (mGals)
- Anomalía de Bouguer simple (mGals)
- Anomalía de Bouguer total (mGals)

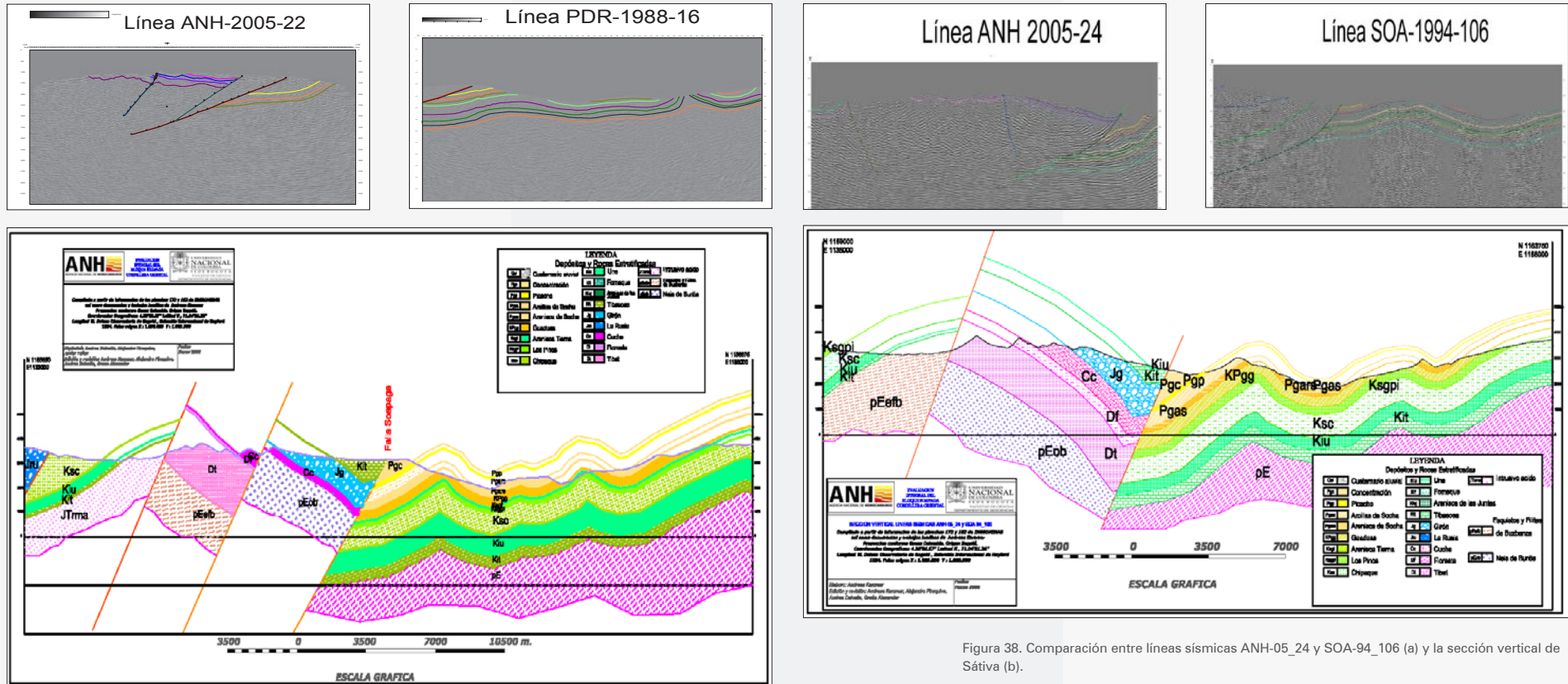


Figura 37. Comparación entre las líneas sísmicas de ANH-05_22 y PDR-88_16 y la sección vertical de Socotá.

Descripción de la base de datos

Los datos compilados de gravimetría han sido obtenidos mediante procesos de estandarización desarrollados para producir el mapa gravimétrico de Colombia (INGEOMINAS, 1998). Esta información incluye:

Georeferenciación

La ubicación de las estaciones de gravimetría está georeferenciada mediante coordenadas planas Este y Norte, en metros, con respecto al origen (1'000.000, 1'000.000) del Observatorio Nacional de Bogotá. Complementariamente, se proporciona la posición coordenadas geográficas de longitud y latitud, la altura está dada en metros con respecto al nivel del mar.

Las anomalías gravimétricas han sido analizadas teniendo en cuenta sus consideraciones técnicas (Kearey y Brooks, 1984; Telford y Geldart 1990; Turcotte y Schubert, 2002; Watts, 2001):

Figura 38. Comparación entre líneas sísmicas ANH-05_24 y SOA-94_106 (a) y la sección vertical de Sávita (b).

Anomalía de Aire Libre

La corrección de Aire Libre se aplica debido a que las estaciones de gravimetría tienen diferentes elevaciones y corrige el decrecimiento de la gravedad con la altura, resultante de un incremento de la distancia desde el centro de la tierra, de acuerdo con la Ley de Newton. Esta corrección es positiva por encima del datum utilizado, en este caso, la elevación sobre el nivel del mar. La Anomalía de Aire Libre remueve la corrección por latitud y calcula la elevación de la estación por encima del esferoide.

$$AAL = GOb_s - G_t + (0.308596 \times S_e)$$

Donde

- AAL Anomalía de Aire Libre, en miligales
- Gob_s Gravedad Observada, en miligales
- G_t Corrección por Latitud
- S_e Elevación de la estación, en metros

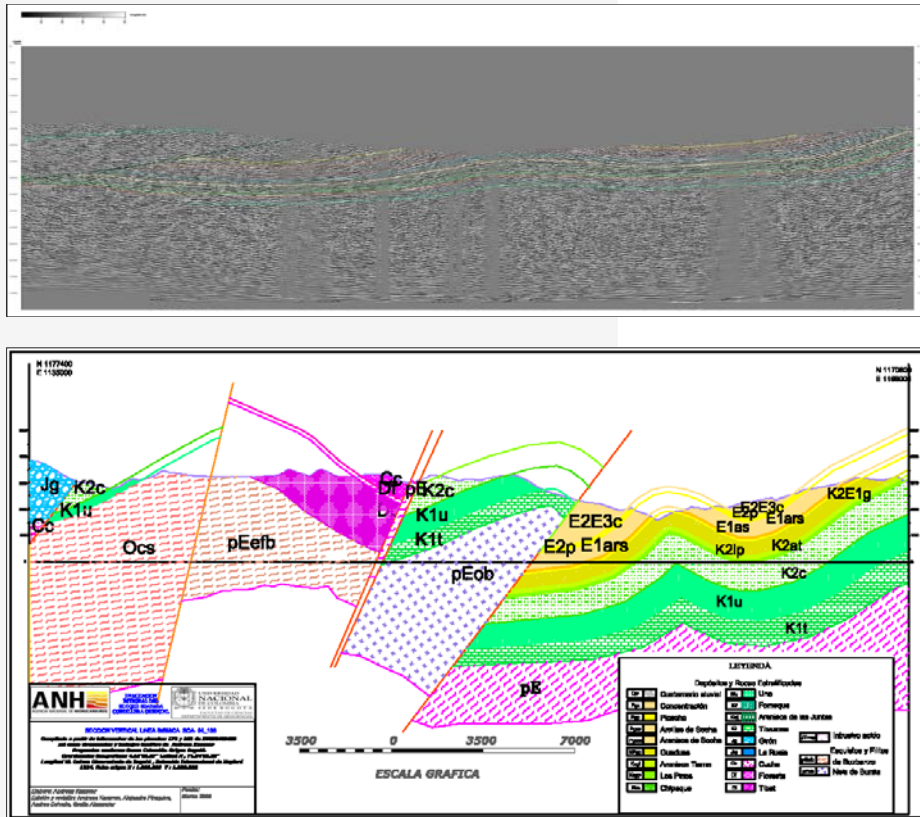


Figura 39 . Comparación entre líneas sísmicas de SOA-94_108 y la sección vertical de Jericó.

En la base de datos consultada no se tuvo acceso a los valores de gravedad observada y corrección por latitud.

Anomalía Simple de Bouguer

La corrección de Bouguer tiene en cuenta el efecto gravitacional de las rocas presentes entre el punto de observación y el datum. Esta corrección remueve este efecto, considerando las rocas por debajo del punto de medida, como una capa horizontal, con un espesor igual a la elevación del punto de observación sobre el datum y asignando un valor de densidad, que en este caso ha sido 2.67 gm/cm³, considerado como el valor promedio para la corteza terrestre. Esta anomalía es sustraída, ya que la roca presente entre el punto de observación y el datum presenta una atracción adicional. La corrección de Bouguer asume que el terreno alrededor del punto de medida es plano. La Anomalía Simple de Bouguer (ASB) corrige la anomalía de Aire Libre por efecto de la masa de roca existente entre la elevación de la estación y el esferoide.

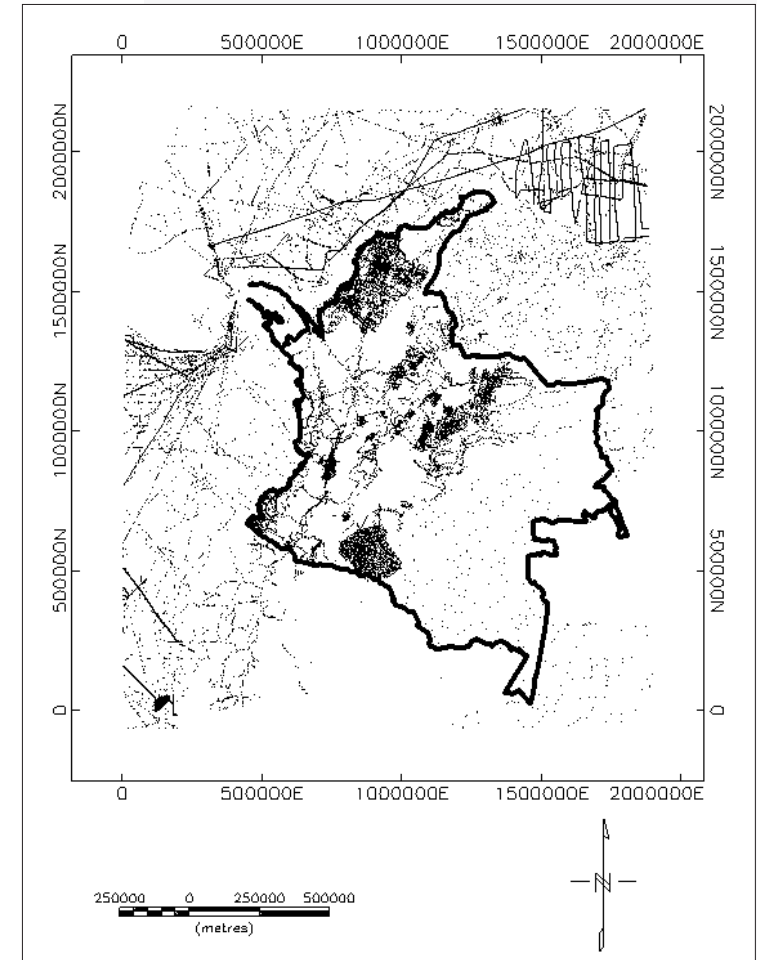


Figura40. Mapa de ubicación de estaciones de la Red Gravimétrica Nacional, representada en coordenadas planas cartesianas con origen (1°00'00.000, 1°00'00.000) en el observatorio Nacional de Bogotá.

$$ABS = AAL - (0.0419088 \times Bd \times Se)$$

Donde:

- ABS Anomalía de Bouguer, en miligales
- AAL Anomalía de Aire Libre, en miligales
- Bd Densidad de roca de Bouguer, en gr/cc³
- Se Elevación de la estación

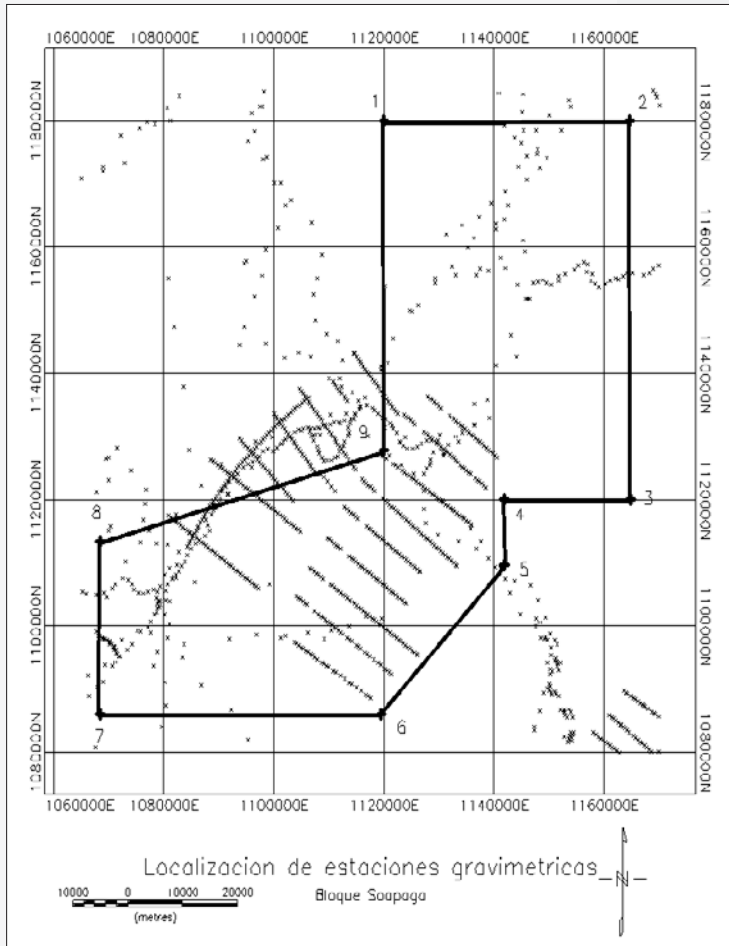


Figura 41. Mapa de ubicación de estaciones de la Red Gravimétrica Nacional en el Bloque Soapaga y áreas circundantes, representadas en coordenadas planas cartesianas con origen (1° 00' 00.00", 1° 00' 00.00") en el observatorio Nacional de Bogotá.

Anomalía Total de Bouguer

La corrección por efecto del terreno se realiza con el fin de considerar las irregularidades en el terreno presentes en las vecindades del punto de medida. Esta corrección es siempre positiva. Un relieve positivo en las vecindades de un punto de medición ejerce una atracción adicional hacia arriba, causando que la gravedad disminuya. Esta atracción es eliminada mediante una corrección positiva de terreno. Para el caso de relieves negativos, en vecindades del sitio de medida, se ha asumido que estas depresiones no existen en la corrección de Bouguer, que asume una capa plana de extensión infinita, por lo tanto se ha sobre corregido

el efecto de masas de roca, que no existe completamente, por lo tanto se debe corregir esta sobreestimación mediante una corrección positiva de terreno.

$$ABT = BA + TC$$

Donde

- ABT Anomalía de Bouguer total, en miligales
- ABS Anomalía de Bouguer, en miligales
- TC Correcciones por efectos del terreno, en miligales

La información compilada se organizó en un archivo en formato ASCII tabulado, con los siguientes campos

- Coordenada Este, en metros (Gauss)
- Coordenada Norte, en metros (Gauss)
- Corta de altura sobre el nivel del mar, en metros
- Número de estación
- Anomalía de Aire libre, en miligales
- Anomalía simple de Bouguer, en miligales
- Anomalía total de Bouguer, en miligales.

Procesamiento de Datos Gravimétricos

El procesamiento de datos ha consistido en la realización de mapas de los campos de información anteriormente referidos mediante el programa Geosoft Oasis Montaj. A partir de esta información se han obtenido mapas temáticos de ubicación de estaciones geofísicas (Figura 41), Modelo digital del terreno a partir de la altura de las estaciones gravimétricas (Figura 42), Anomalía de Aire Libre (Figura 43), Anomalía Simple de Bouguer (Figura 44), Anomalía Total de Bouguer (Figura 45). A partir de los valores de anomalía total de Bouguer se realizó un procesamiento complementario obteniendo mapas de anomalías gravimétricas residuales (Figura 46) y soluciones Euler de profundidad (Figura 47).

Para cada uno de los mapas se realizó el siguiente procesamiento:

- Ubicación de estaciones gravimétricas.

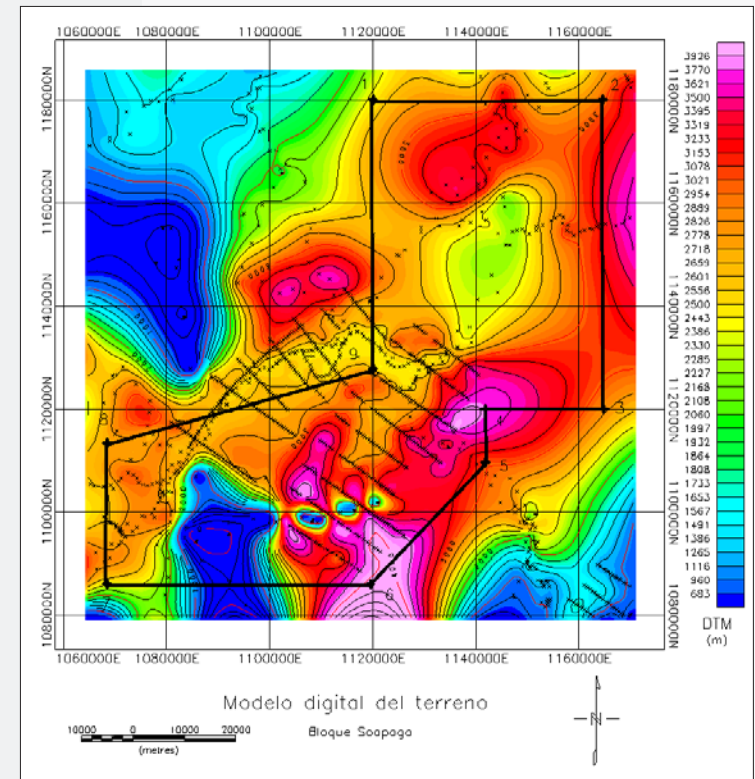


Figura 42. Mapa del modelo digital del terreno obtenido a partir de los valores de altura de estaciones gravimétricas del Bloque Soapaga y áreas circundantes, incluyendo contornos de altura y barra de colores. Referenciado en coordenadas planas cartesianas con origen (1° 00' 00.00", 1° 00' 00.00") en el observatorio Nacional de Bogotá.

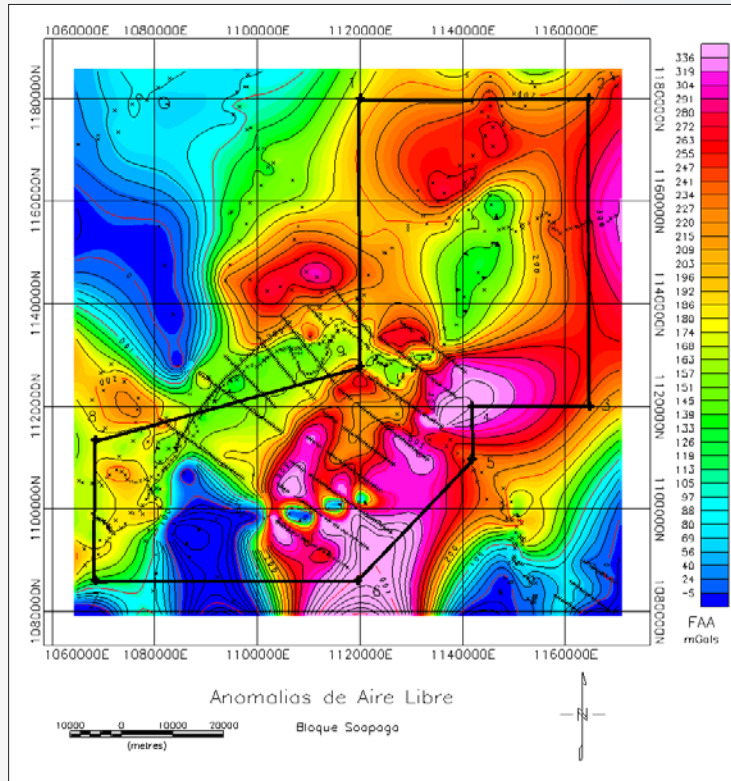


Figura 43. Mapa Anomalías gravimétricas de Aire Libre obtenidas a partir de los valores puntuales de anomalías de aire libre del Bloque Soapaga y áreas circundantes, incluyendo contornos de isovalores de anomalías de aire libre, en miligals y barra de colores. Referenciado en coordenadas planas cartesianas con origen (1'000.000, 1'000.000) en el observatorio Nacional de Bogotá.

- Cálculo estadístico de valor máximo, mínimo, promedio y desviación estándar del total de datos puntuales de altura, Anomalía de Aire Libre, Anomalía Simple de Bouguer y Anomalía Total de Bouguer.
- Interpolación lineal de datos puntuales utilizando un radio de cobertura suficiente obteniendo una grilla de información completa para el área
- Representación de la información de la grilla mediante definición de un tamaño de celda único y asignación de una escala de colores, con su respectiva barra de colores explicativa
- Generación de un mapa de contornos para cada uno de los mapas temáticos, para apoyar la representación de valores de la grilla
- Integración de información de datos puntuales, grilla de valores y contornos generando mapas temáticos representados sobre un mapa base único

ADVERTENCIA: El procesamiento de información ha realizado la interpolación de información a partir de un número limitado de datos puntuales, utilizando un radio de búsqueda para la interpolación de varias decenas de kilómetros, por lo que se recomienda tener en cuenta la ubicación de estos datos puntuales en el análisis de anomalías de cada mapa temático.

Interpretación Cualitativa de Datos Gravimétricos

En esta fase se describen los mapas temáticos procesados, en términos de áreas y formas de las anomalías geofísicas obtenidas. La interpretación de las anomalías de campos potenciales debe tener en cuenta que no hay una solución única. Una anomalía gravimétrica puede ser causada por un número ilimitado de posibles fuentes (Reeves, 1991)

Modelo Digital del terreno

A partir de los valores georeferenciados de altura de las estaciones gravimétricas se realizó un proceso de interpolación lineal, obteniendo un modelo digital del terreno representado mediante escala de colores (Figura 42), en donde los valores más altos se representan con tonos rojos, las partes más bajas con tonos azules y valores intermedios se representan mediante tonos verdes y amarillos. Las alturas interpoladas varían entre 626 m y 3926 m. Aunque hay información topográfica más detallada del área de estudio, el objetivo de este modelo digital del terreno es establecer la influencia del relieve en las estaciones gravimétricas. Se observa una tendencia Noreste en la distribución intercalada de altos y bajos topográficos, delimitando altos y depresiones elongadas.

El modelo digital del terreno permite inferir una continuidad en las formaciones geológicas con orientación Noreste-Suroeste y una mayor alternancia de unidades litológicas en dirección Noroeste-Sureste. Con base en la información topográfica es fundamental establecer correcciones por efecto del terreno de las anomalías gravimétricas.

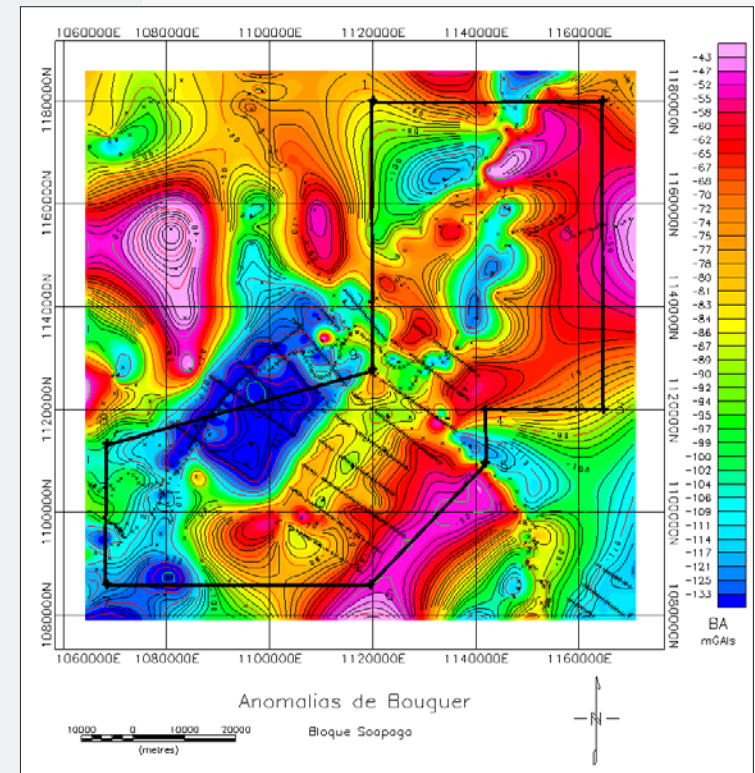


Figura 44. Mapa Anomalías gravimétricas simples de Bouguer obtenidas a partir de los valores puntuales de anomalías simples de Bouguer del Bloque Soapaga y áreas circundantes, incluyendo contornos de isovalores de anomalías simple de Bouguer, en miligals y barra de colores. Referenciado en coordenadas planas cartesianas con origen (1'000.000, 1'000.000) en el observatorio Nacional de Bogotá.

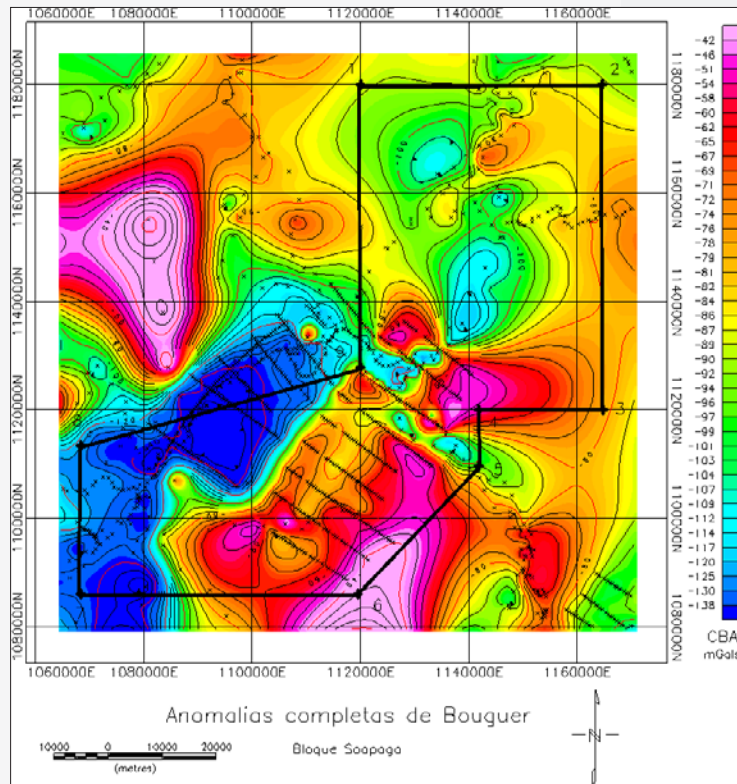


Figura 45. Mapa Anomalías gravimétricas de Bouguer Total obtenidas a partir de los valores puntuales de anomalías de Bouguer Total del Bloque Soapaga y áreas circundantes, incluyendo contornos de isovalores de anomalías de Bouguer Total, en miligales y barra de colores. Referenciado en coordenadas planas cartesianas con origen (1'000.000, 1'000.000) en el observatorio Nacional de Bogotá.

de colores (Figura 44), con valores entre -133 mGals y -43 mGals, donde las anomalías positivas de Bouguer (menos negativas) se representan con tonos rojos, las anomalías negativas de Bouguer con tonos azules y los valores intermedios se representan mediante tonos verdes y amarillos. El mapa de anomalías simple de Bouguer delimita claramente una anomalía negativa en la parte central del bloque Soapaga, infiriendo la presencia de rocas de baja densidad asociadas con la presencia de subcuencas sedimentarias dentro del área de estudio. También se presenta otra subcuenca en el sector más Noroccidental del Bloque Soapaga. Estas anomalías mantienen la orientación Noreste – Suroeste evidenciada en los mapas anteriores

Mapa de Anomalía Total de Bouguer

A partir de los valores georeferenciados de anomalía de Bouguer total se realizó un proceso de interpolación lineal, obteniendo el mapa de anomalías de Bouguer total, representado mediante escala de colores (Figura 45), con un rango de valores entre -138 mGals y -42 mGals, donde las anomalías positivas de Bouguer (menos negativas) se representan con tonos rojos, las anomalías negativas de Bouguer con tonos azules y los

Mapa de Anomalía de Aire Libre

A partir de los valores georeferenciados de Anomalía de Aire Libre se realizó un proceso de interpolación lineal, obteniendo el mapa de Anomalías de Aire Libre en mGals, representado mediante escala de colores (Figura 43), con valores entre -5 mGals y 336 mGals, donde las anomalías positivas de aire libre se representan con tonos rojos, las anomalías negativas con tonos azules y los valores intermedios se representan mediante tonos verdes y amarillos. El mapa de Anomalías de Aire Libre está directamente correlacionado con los datos del modelo digital del terreno, manteniendo la tendencia Noreste en la distribución intercalada de altos y bajos de Anomalía de Aire Libre, asociados a los altos y bajos topográficos.

Mapa de Anomalía Simple de Bouguer

A partir de los valores georeferenciados de Anomalía Simple de Bouguer se realizó un proceso de interpolación lineal, obteniendo el mapa de Anomalía Simple de Bouguer, representado mediante escala

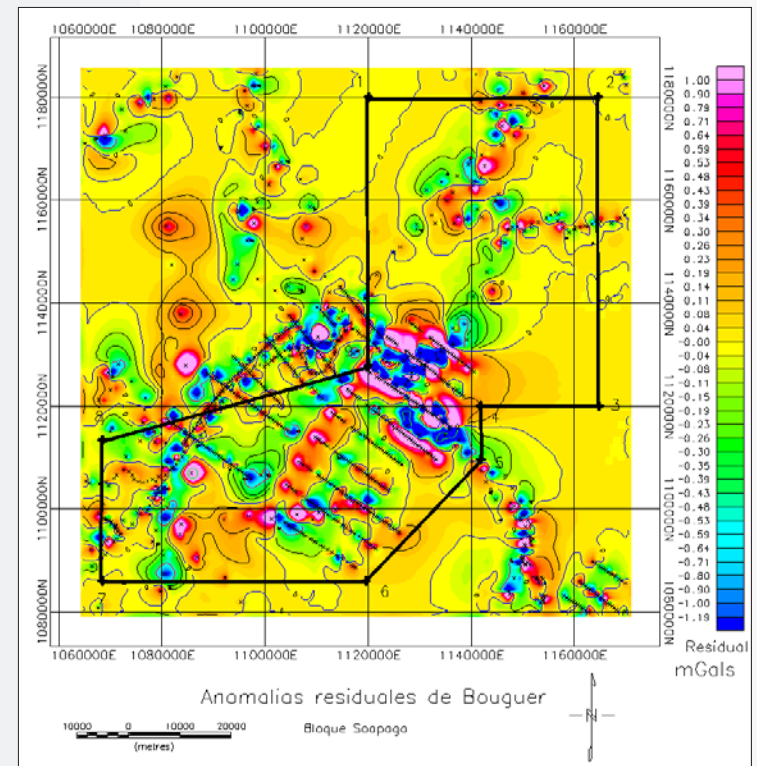


Figura 46. Mapa Anomalías gravimétricas residuales de Bouguer Total obtenidas a partir la segunda derivada en la vertical de los valores de anomalías de Bouguer Total del Bloque Soapaga y áreas circundantes, incluyendo contornos de cero curvatura y valores positivos y negativos de curvatura y barra de colores. Referenciado en coordenadas planas cartesianas con origen (1'000.000, 1'000.000) en el observatorio Nacional de Bogotá.

valores intermedios se representan mediante tonos verdes y amarillos. En este mapa las anomalías simples de Bouguer se conservan, con una menor definición de subcuencas en la parte central del Bloque Soapaga, infiriendo la presencia de rocas de baja densidad asociadas con la presencia de subcuencas sedimentarias dentro del área de estudio. También se presenta otra subcuenca en el sector más Noroccidental del Bloque Soapaga. Estas anomalías mantienen la orientación Noreste – Suroeste evidenciada en los mapas anteriores.

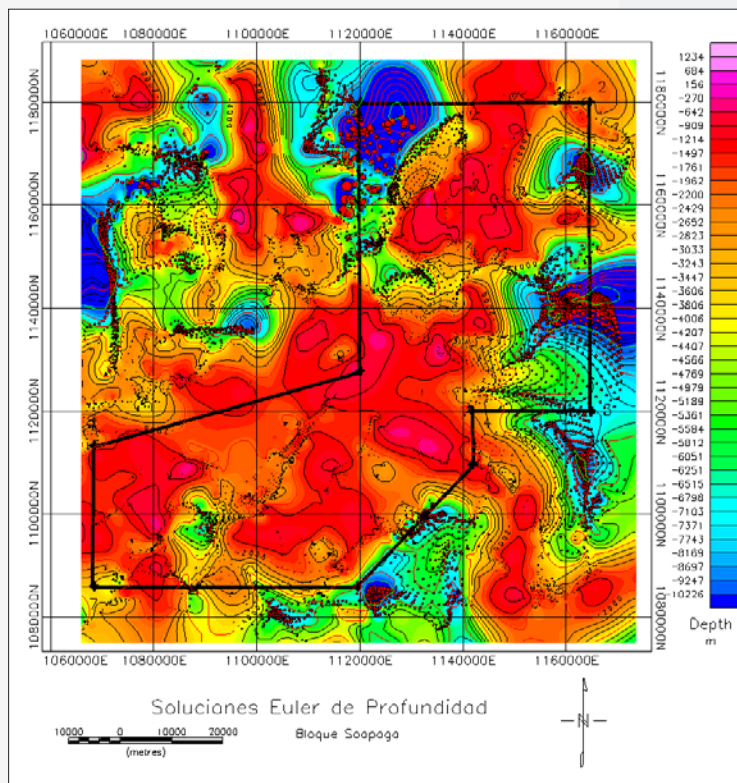
Mapa de Anomalía Residual

Las anomalías geofísicas corresponden a anomalías superpuestas de componentes regionales y locales. En la interpretación de datos gravimétricos es importante analizar las anomalías locales aisladamente las anomalías regionales. Para ello se hace una estimación de la anomalía regional, la cual es tomada como el nivel cero a partir de la cual la anomalía

residual es calculada. Generalmente se asume un gradiente regional lineal. El campo gravimétrico obtenido después de remover la anomalía regional es denominado residual. En la Figura 46 se presentan las anomalías residuales obtenidas a partir de datos equivalentes a la segunda derivada en la vertical la anomalía total de Bouguer.

En este mapa se obtienen índices entre -1.19 y 1.0 con respecto al valor de cero curvatura y se ha utilizado una escala de colores en donde los residuales entre 0 y 1.0 se han representado mediante tonalidades rojizas y aquellos residuales entre 0 y -1.0 se representan mediante coloraciones azules. Aunque en el proceso se evidencia la relimitación de un gran

número de anomalías residuales relacionadas a una sola estación gravimétrica, lo que puede ser interpretado como ruido, es posible aún identificar anomalías residuales negativas asociadas a la subcuenca ubicada en la parte central del Bloque Soapaga, indicando que las anomalías de Bouguer simple y total identificadas sobre este sector también presentan una anomalía residual negativa, indicando la presencia de un cuerpo causativo típico de cuenca sedimentaria que va desde la superficie hasta una profundidad intermedia. Comparadas estas anomalías con otras anomalías negativas de Bouguer simple, total y residual del sector suroeste, fuera del Bloque de Soapaga, se infiere la presencia de cuencas sedimentarias más profundas en estos sectores al suroeste del bloque Soapaga.



Interpretación Cuantitativa de Gravimetría

El objetivo de la interpretación cuantitativa es encontrar un posible modelo cuya anomalía calculada teóricamente pueda ser ajustada lo más cercano posible a los

valores de anomalía observada en el campo. Difícilmente se pueden ajustar las anomalías gravimétricas mediante cuerpos de formas geométricas simples. El principio de "Non uniqueness", el cual indica que no existe una solución única implica que existe un gran número de soluciones dentro de límites definidos.

- En la práctica, otras consideraciones restringe el rango de soluciones, tales como:
- El modelo físico debe ser geológicamente razonable
- El modelo debe ser lo suficientemente simple para poder ser calculado sin dificultad

El Principio de "Economía de Hipótesis" debe ser considerado. Por ejemplo, no debemos inventar más estructuras ocultas (o estructuras más complejas) de las mínimas necesarias para interpretar los datos. A partir de los datos de Anomalía Total de Bouguer se ha estimado la profundidad y ubicación de los cuerpos causativos de las anomalías, aplicando la solución de Euler. En este proceso se ha calculado la primera derivada en X, Y y Z de los valores de Anomalía Total de Bouguer.

Posteriormente se ha realizado el modelamiento inverso de Euler, obteniendo soluciones puntuales de profundidad de los cuerpos causantes de las anomalías. Se han seleccionado aquellas soluciones ubicadas entre 1234 m y -10226 m, considerando un valor negativo hacia profundidad.

Los datos puntuales se han representado mediante círculos con tamaños proporcionales, siendo los de menor radio más cercanos a superficie y aquellos de mayor radio ubicados a mayor profundidad. A partir de los datos puntuales de profundidad se ha realizado un proceso de interpolación lineal para obtener una grilla de profundidad, la cual ha sido representada mediante una escala de colores en donde los cuerpos causativos más someros se han representado con tonalidades rojizas y aquellos más profundos, con tonalidades azules (más negativos; Figura 46). Se resalta el alineamiento de soluciones puntuales en el extremo oeste del Bloque Soapaga, lo cual se ha interpretado como la respuesta gravimétrica de fallas geológicas con orientación noreste-suroeste, cuya continuidad en la vertical alcanza varios miles de metros. Con respecto a la subcuenca identificada en las anomalías de Bouguer Simple, Total y Residual, las soluciones de profundidad ubican un cuerpo muy cercano a superficie, en los primeros miles de metros, sin ubicar un número considerable de soluciones puntuales de profundidad en la subcuenca.

Esto permite interpretar que la geometría de la cuenca esta más controlada por los aspectos estructurales que la limitan en los sectores al Este y Oeste de la cuenca que por variaciones en la geometría que podría asociarse a una cuenca simple sin control estructural. Sin embargo, debido al bajo número de estaciones gravimétricas con las cuales se ha realizado el modelamiento de profundidad no se ha podido determinar las variaciones de profundidad dentro de la misma subcuenca

Figura 47. Mapa de soluciones Euler de profundidad obtenidas a partir de modelamiento inverso mediante derivadas en X, Y y Z de los valores de anomalía de Bouguer Total del Bloque Soapaga y áreas circundantes, incluyendo símbolos proporcionales de profundidad, contornos de profundidad y barra de colores. Referenciado en coordenadas planas cartesianas con origen (1'000.000, 1'000.000) en el observatorio Nacional de Bogotá.

Capítulo 5

Evaluación estratigráfica

El área de Soapaga presenta una sucesión cretácica depositada en un paleoalto cercano al borde oriental de la Cuenca Cretácica Colombiana. Los espesores de las unidades que la componen son comparativamente reducidos con respecto a los del eje de la cuenca, que hoy afloran en la mayoría de la Cordillera Oriental. El área de Soapaga está en posición muy oriental dentro de la cordillera y expone estratos proximales que se depositaron sobre un bloque de basamento que tuvo menor subsidencia que los bloques adyacentes. La fallas de Soapaga y Boyacá separan franjas con espesores diferentes de sedimentos cretácicos, siendo menores los del lado oriental de la Falla de Soapaga. En el área de estudio el espesor de los estratos del Valanginiano Superior al Maastrichtiano sólo alcanza 1.500m. Esta es una situación geológica muy ventajosa para la exploración de hidrocarburos en rocas del Cretácico, debido a que la materia orgánica no está sobremadura como en otros sectores de la Cordillera Oriental que tienen espesores cretácicos de 4 a 5km junto con otros 3 a 4km de sedimentos terciarios. La menor subsidencia del bloque se mantuvo también para el Terciario, cuyos espesores son menores a los de otras áreas. En el área de Soapaga los estratos Paleocenos a Oligocenos sólo alcanzan 2.000m de espesor. Los estratos del Mioceno Inferior y Medio habrían comenzado a erosionarse desde hace unos 10 Ma al comienzo del Mioceno Superior, cuando se inicia el levantamiento de la Cordillera Oriental.

Información disponible

Se tuvo acceso a los archivos digitales del EPIS, incluyendo archivos en formato *.las de los registros de perforación y archivos *.sgy de las líneas sísmicas existente. Infelizmente se han perforado muy pocos pozos y el área está al comienzo de su fase exploratoria. También han sido importantes fuentes de información los mapas e informes geológicos publicados por INGEOMINAS, algunos informes de consultoría y numerosas publicaciones científicas, algunas de ellas disponibles en la WEB.

Metodología

Se revisó la dispersión temporal de los microfósiles reportados en los análisis bioestratigráficos de los pocos pozos que la suministran. La información se ha revisado con tablas publicadas en la literatura internacional y se han determinado intervalos donde las edades son confiables junto con intervalos con menor precisión pero que constituyen información útil. También se han revisado las descripciones y definiciones de unidades litoestratigráficas publicadas de acuerdo con normas internacionales de procedimiento estratigráfico del Código Norteamericano de Nomenclatura Estratigráfica y la Guía Estratigráfica Internacional.

Las unidades se han reconocido en los registros de perforación de acuerdo con sus características litológicas e información bioestratigráfica. Estas unidades están limitadas por superficies transgresivas y superficies regresivas mayores que en algunos casos coinciden con discordancias notables. Con estos criterios, se ha extendido la identificación de las formaciones a pozos adyacentes donde no existe bioestratigrafía. Una vez escogidos los topes de formaciones se han examinado las secciones sísmicas y para algunas de ellas se

han establecido patrones que permiten diferenciar mejor estas unidades. En ocasiones se han podido corregir errores que resultaron de identificación de formaciones sin información litológica y bioestratigráfica suficiente y que sólo tenían una o dos curvas SP y GR con poco contraste.

Estratigrafía física

Las unidades estratigráficas que afloran en el área de estudio corresponden a rocas, ígneas, metamórficas y sedimentarias, con edades desde el Precámbrico hasta el Cuaternario:

Precámbrico

Neis de Buntia

Sotelo (1997) propone el nombre de Neis de Buntia para designar un xenolito de ortoneis cuarzo feldespático hornbléndico aflorante a lo largo de la quebrada Buntia (Plancha 172). Esta unidad se expone en una faja de 0,5 km de ancho y 4km de largo, con una orientación general N30°E, a lo largo de la quebrada Buntia, a la cual debe su nombre, según se aprecia en la cartografía presentada por *Jiménez (2000)*. En cuanto a la génesis del Neis de Buntia, el paleosoma corresponde posiblemente a rocas anfibólicas provenientes de rocas volcánicas (o gabroides) con intercalaciones de arenitas arcillosas magnésicas cuya deposición ocurrió posiblemente durante el Mesoproterozoico. Estas rocas fueron afectadas por metamorfismo regional de bajo a medio grado a principios del Neoproterozoico, y formaron las anfíbolitas del Neis de Buntia y las Filitas y Esquistos de Busbanzá.

Formación Cuarцитas y Filitas de Chuscales

El nombre Formación Cuarцитas y Filitas de Chuscales designa filitas, cuarцитas y metaconglomerados que afloran en la quebrada Chuscales, que dan un relieve de pendientes suaves, en contraste con las zonas escarpadas, producidas por las rocas ígneas y arenitas de la Formación Tíbet circundantes. Las metamorfitas generan suelos arcillosos, micáceos, que dan coloración pardo rojiza a pardo amarillenta. Las filitas y las cuarцитas se han observado intruidas por el Stock de Chuscales y cubiertas discordantemente por arenitas conglomeráticas de la Formación Tíbet. La edad de las metamorfitas, es claramente predevónica, teniendo en cuenta su contacto discordante por debajo de la Formación Tíbet. Por otra parte, se observa que están intruidas por el Stock de Chuscales, que según dataciones radiométricas obtenidas por el método Rb/Sr, indican una edad 471 ± 22 Ma reportadas por *Ulloa & Rodríguez (1982)*; las anteriores relaciones permiten inferir que las Cuarцитas y Filitas de Chuscales sufrieron metamorfismo regional probablemente en el Neoproterozoico.

Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá –Miembro Filitas de Ometá

El nombre Filitas de Ometá se utiliza para designar un conjunto de metamorfitas que afloran en una franja alargada de 15 km de largo por 3 km de ancho, en la parte sur oriental del Macizo de Floresta, se presentan como secciones de referencia las exposiciones de la

unidad en la carretera Busbanzá - La Floresta, el camino de herradura que conduce de Busbanzá a la Escuela del Carmen (plancha 172) y la sección expuesta en la quebrada Ometá.

De acuerdo con el análisis efectuado en el área de estudio por *Jiménez (2000)*, esta unidad corresponde a la parte superior de una secuencia que conforma un anticlinal. La base de las Filitas de Ometá es concordante con los Esquistos de Otengá y se observa intruida por rocas graníticas del Stock de Otengá. La base de esta unidad aflora en el sector de la Escuela del Carmen, está constituida por niveles de filitas cordieríticas, con intercalaciones de cuarцитas y filitas, sin cordierita.

Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá -Miembro esquistos de Otengá

El nombre de este miembro proviene de la Inspección de Policía de Otengá y se propone para representar a una secuencia de filitas con delgadas intercalaciones de cuarцитas y metaconglomerados. Litológicamente, *Jiménez (2000)* describe al miembro Esquistos de Otengá como una unidad constituida por esquistos moscovíticos cuarzosos de color gris, de grano fino a medio, dispuestos en capas subtabulares de 10 a 40 cm de espesor. Exhiben una textura granolepidoblástica a lepidoblástica, caracterizada por una alternancia de bandas de cuarzo y feldespato potásico, con bandas de micas, granate o sillimanita. Basados en los minerales encontrados en la unidad, los esquistos son micáceos a veces con granate y sillimanita, esquistos moscovíticos con feldespato y esquistos moscovítico biotíticos.

Paleozoico

Cuarzomonzonita de Santa Rosita

El nombre Cuarzomonzonita de Santa Rosita fue propuesto por *Vargas et al., (1981)*, para designar un cuerpo intrusivo de 30 km de largo y 4 km de ancho promedio, que aflora en la parte sur occidental de San Gil. Es probable que el nombre de la unidad sea tomado del sitio de Santa Rosita, sobre la carretera de Onzaga, en donde aflora el intrusivo. De acuerdo con la clasificación de *Travis (1955)*, la unidad está en el rango de la cuarzomonzonita, con variaciones locales a granito y granodiorita. La edad del intrusivo, de acuerdo con *Carlos Ulloa y Alfonso Arias (2003)* (Informe Plancha 172), es ordovícica temprana hasta mediados del Devónico, teniendo en cuenta las edades radiométricas obtenidas en dos muestras tomadas en la Plancha 152 Soatá, y analizadas en el Centro de Investigaciones Cronológicas de la Universidad de Sao Paulo (IGM 120763 y 120760) dentro del Proyecto 120 del Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG), Magmatismo de Los Andes; las edades Rb/Sr fueron de 394 ± 23 Ma (coordenadas X=1'184.000 y Y=1'144.200) y 546 ± 48 Ma (coordenadas X= 1'162.750 y Y= 1'137.050), respectivamente.

Stock de Chuscales

Ulloa & Rodríguez (1982) utilizaron el término Stock de Chuscales para designar un cuerpo intrusivo pequeño que aflora en un área aproximada de 0,24 km². Toma su nombre de la margen norte de la quebrada Chuscales. Se caracteriza por presentar una morfología de lomas alargadas, que contrasta con la morfología de colinas suaves de las rocas metamór-

ficas que la circundan. El nombre de Stock de Chuscales se extiende en el presente trabajo al intrusivo que aflora más al norte en un área de aproximadamente 10 km², al oeste de la Inspección de Policía de Otengá, en las quebradas Las Puentes y Otengá; esta franja fue considerada anteriormente la parte occidental del Batolito de Otenga, término propuesto por *Ulloa & Rodríguez (1982)*. Se separa el Stock de Chuscales del Stock de Otengá en este trabajo, debido a las diferencias de composición, relaciones con las unidades adyacentes, orientación y características petrográficas que permiten diferenciarlo de la faja oriental (Stock de Otengá).

Stock de Otengá

Se propone el nombre Stock de Otengá para designar rocas graníticas que afloran al oriente de la Inspección de Policía de Otengá, en cercanías de la confluencia de la quebrada Otengá con la quebrada Soiquía. Originalmente, el Stock de Otengá fue incluido como parte de una unidad denominada Batolito de Otengá por *Ulloa & Rodríguez (1982)*, conformado por dos cuerpos que afectaban a la secuencia metamórfica y sedimentaria del Paleozoico. Se separó la franja oriental del Batolito de Otengá de *Ulloa & Rodríguez (1982)*, la que se redefinió como Stock de Otengá, debido a las diferencias en composición, la extensión geográfica (menos de los 100 km²), las relaciones con las unidades adyacentes, la orientación hacia el oriente y las características petrográficas que permiten diferenciarlo de la faja occidental, Stock de Chuscales. Este stock pudo emplazarse sin o post Orogenia Caparonsis. Posteriormente fue afectado por el evento magmático del Triásico - Jurásico, evento reconocido por las edades radiométricas K/Ar, de cuerpos intrusivos de Santander, tales como el Batolito de Santa Bárbara, Cuarzomonzonita de La Córcava y Granito de Pescadero, según *Ward et al., (1973)*.

Formación Cataclastitas de Soapaga

Se emplea el nombre de Cataclastitas de Soapaga para designar un conjunto de granitos brechados que afloran en una franja de 5 km de largo por 1 a 2 km de ancho, por la carretera Belén - Paz de Río (Plancha 172). Las rocas de esta unidad, macroscópicamente, son de tonos verdes, lustrosas e intensamente fracturadas; en algunos afloramientos presentan textura néisica, cataclástica, brechoide y milonítica, romboclivaje, intercrecimientos de clorita y biotita, cristales rotados, doblados y microfallas con desplazamiento variable. En algunos sectores, las cataclastitas parecen estar intruidas por granitos. La composición de esta unidad, con base en el análisis petrográfico de ocho secciones delgadas, corresponde a granito o granodiorita, con cuarzo, albita, ortoclasa (con texturas pertíticas), microclina y minerales de alteración de clorita (a partir de biotita), moscovita y sericita, la formación incluye rocas metasedimentarias. Las cataclastitas se observan cabalgando a la parte superior de la Formación Concentración y cubiertas de forma discordante por los conglomerados de la Formación Girón. La edad de este conjunto es desconocida, solamente se propone que fue afectada por metamorfismo dinámico antes del Jurásico, probablemente en el Devónico.

Formación Tíbet

El término Tíbet se debe a *Cediel (1969)*, quien lo utilizó bajo la denominación de Miembro Tíbet, para designar la parte basal arenosa de la Formación Floresta, que está constituida por una sucesión de areniscas, localmente conglomeráticas, que aflora en el cerro del Tíbet y en cercanías de La Floresta, con espesores variables, entre 700 y 30 m. Posteriormente, *Vargas et al., (1981)* emplearon este mismo término con la categoría de miembro, y denominaron así a un conjunto de conglomerados y areniscas, con intercalaciones de lodolitas amarillentas y rojizas, con un espesor total hasta de 2.500 m, que reposan sobre rocas metamórficas y están cubiertas de manera transicional por el Miembro Arcilloso de la Formación Floresta en el área del Cuadrángulo I-13 Málaga. *Mojica & Villarroel (1984)* elevaron este término al rango de Formación, teniendo en cuenta que la unidad es cartografiable, a escala 1:25.000, por una extensa área. La edad de la Formación Tíbet es considerada de finales del Devónico inicial, según *Barret (1983)*. Teniendo en cuenta que la Formación Tíbet alcanza espesores que varían entre más de 700 m y 10 m, que en la parte basal ocurren capas rojas y que en algunas localidades es puntualmente granodecreciente, se puede inferir que sus sedimentos fueron depositados en un ambiente fluvial sobre una paleotopografía abrupta.

Formación Floresta

El término Floresta fue utilizado por *Olsson & Caster (1937)*, bajo la denominación de Series del Floresta para designar la secuencia comprendida entre las unidades metamórficas y el Grupo Girón. Posteriormente, *Botero (1950, p. 258)* ascendió el término al rango de Formación, para representar tres conjuntos sedimentarios: el inferior, areno conglomerático de 30 m de espesor; el intermedio, arcillolítico, de tonos amarillentos a morados, con un espesor de 530 m, y el superior, arenoso, de 150 m de espesor. Esta unidad reposa de manera discordante sobre rocas metamórficas o concordantemente sobre la Formación Tíbet. Su límite superior con la Formación Cucho es localmente discordante, según *Botero (1950)*. La edad de la formación es considerada a partir de los trabajos efectuados por *Caster (1939)*, *Royo y Gómez (1942)* y *Morales (1965)*, quienes determinaron para la Formación Floresta, una edad devónica medio.

Miembro Floresta Metamorfizado

Descrito por *Ward, et al., (1973)*, como un conjunto ligeramente metamorfizado de la Formación Floresta hacia las fases mas bajas de esquistos verdes que ocasionan pizarras arcillosas a filitas.

Este miembro aflora en la parte más este del área de estudio, en una faja de dirección aproximada norte-sur desde el este del río Guare (plancha 135, G12) hasta el extremo sureste de la plancha 151. Se extiende al este y ocupa gran parte del cuadrángulo 1-13 en el que *Vargas, et al., (1976)*, denomina Faja Mogotes-San Joaquín, limitada al oriente por el Batolito de Mogotes y al occidente por estratos jurásicos y cretácicos. R. Calpa (en *Ward, et al., 1973*), menciona que cerca a Mogotes aflora la Formación Floresta con un espesor que oscila entre 750 y 1.000 m. Los briozoarios de esta unidad fueron identificados como tipos

comunes del Devónico. Dentro del área de estudio, la unidad está compuesta de argilitas grises a verdosas, pizarras grises, filitas verdosas y azulosas, cuarcitas grises y mármol rosado a gris.

Formación Cucho

El nombre y rango de la unidad litoestratigráfica Formación Cucho se debe a *Botero (1950)*, con el cual se designa a una sucesión de capas de arcillolitas de colores blanco amarillento y morado que se encuentran reposando unas veces concordantemente y otras discordantemente sobre la Formación Floresta, las cuales están cubiertas de forma discordante por la Formación Girón, y alcanzan espesores entre 300 y 400 m. Este mismo autor, basado en una columna estratigráfica generalizada, marca el contacto entre las formaciones Floresta y Cucho, en el tope de un conjunto arenoso de 200 m de espesor; sin embargo, él considera este límite como transaccional y lo coloca donde se presenta un mayor predominio de arcillositas de colores morado y blanco amarillento. Teniendo en cuenta el contacto concordante entre las formaciones Floresta y Cucho, observado en el área de La Floresta por *Cediel (1969)*, *Mojica & Villarroel (1984)* y *Vargas et al., (1981)*, en la Plancha 152 Soatá, es lógico pensar que existió un ciclo sedimentario continuo desde la Formación Tíbet a la Formación Cucho, el cual corresponde, probablemente, al intervalo comprendido desde finales del Devónico inicial al Carbonífero, tal como se ha observado en el área de los Farallones de Medina, para el Grupo Farallones.

Mesozoico

Triásico – Jurásico

Intrusivo de Aguachica

Gloria Rodríguez y Eduardo López (2001) Plancha 172, proponen el nombre informal de intrusivo de Aguachica para designar rocas graníticas que afloran en un área de aproximadamente 0,6 km², ubicado al sur de la quebrada Otengá; este intrusivo contiene varios xenolitos conformados algunos por metaarenitas de grano fino probablemente de la Formación Tíbet (muestra IGM 38447). Este cuerpo está ubicado al suroeste de la Inspección de Policía de Otengá al norte de la quebrada La Paja, entre las quebradas Aguachica y Otengá. La composición del intrusivo es también granítica y presenta características semejantes de color, alteración y composición a las rocas del Stock de Chuscales en las cuales están emplazadas.

La edad del Intrusivo de Aguachica, basado en la relación que guarda con la Formación Tíbet, podría considerarse del Triásico o Jurásico.

Formación Montebel

El término Montebel fue empleado por primera vez por *Trumpy (1943)*, bajo la denominación de Series de Montebel, para designar la secuencia estratigráfica que aflora en los alrededores de Montebel (carretera Duitama - Charalá). Posteriormente, *Hubach (1957)* elevó el término a la categoría de formación, para representar la secuencia sedimentaria de

1.400 m de espesor, que *Langenheim (1959)* denominó como Girón Inferior. *Renzone (1981, p.37)* empleó el término Montebel en la categoría de formación, al describir una columna estratigráfica de 406 m de espesor, medida por el camino de Palermo a Paipa, sobre la vertiente oriental de la quebrada Las Varas.

Esta sucesión yace sobre la Formación Palermo, la cual no aflora en el área de la Plancha 172 Paz de Río, y está por debajo de la Formación La Rusia, esta compuesta por arcillositas laminadas negras, limonitas rojizas y verdes, areniscas arcillosas y feldespáticas y algunos niveles conglomeráticos. La edad de la Formación Montebel, de acuerdo con *Trumpy (1943)*, es de finales del Triásico. *Langenheim (1960)* basado en datos paleontológicos, la considera "Rético – Liásico", y *Bürgl (1964)*, desde mediados hasta finales del "Liásico". Según lo anterior, se puede apreciar que no existe un consenso sobre la edad de esta unidad.

Formación Palermo

Descrita en los alrededores de Palermo, se calculan 530 m de espesor; la parte más baja, que afloran por el río Huertas entre Palermo y Gámbita está constituida por un conglomerado con guijos de areniscas rojas de pocos metros de espesor y por un nivel de unos 50 m de shales negros. La parte restante, que aflora subiendo de Palermo por la quebrada Las Varas, consta de una sucesión de areniscas de grano fino a medio con tintes rojizos, verdosos y violáceos hasta el techo. Subyace a la Formación Montebel. La Formación Palermo corresponde a una parte baja del "middle shaly member" de la Formación Girón según *Langenheim (op. cit.)*. Se supone que sea mesozoica.

Formación Arcabuco

El nombre y el rango de formación fueron escogidos por *A. A. Olsson (1937)* para indicar las areniscas que afloran por el Río Pómecca. La formación está constituida por capas de arenisca cuarzosa blanca con intercalaciones de shales rojos que a veces llegan a formar niveles de 10 a 50 m de grueso. La cubre con-concordantemente un miembro de 83 m, descrito en afloramientos sobre la carretera Arcabuco-Moniquirá, formado por areniscas rojas con matriz arcillosa prevalecientes en la mitad inferior y shales rojos prevalecientes en la mitad superior. Por sus características litológicas se considera que con este miembro se cierra el dominio de sedimentación continental hasta aquí examinado, sin poder afirmar si el fenómeno se emplaza a finales del Jurásico o principios del Cretáceo.

La presencia del Miembro del Jart solo en unas áreas, unida al adelgazamiento de la formación que llega a desaparecer sobre el cercano Macizo de Floresta, en dirección Este-Sureste, prueba un período de erosión post-Arcabuco o no depositación en esta misma dirección; es probable que en esta desaparición haya jugado un papel importante la Falla de Boyacá.

Formación La Rusia

Renzone (1981) propuso el término Formación La Rusia, para designar así a una sucesión compuesta por conglomerados, arenitas y limolitas rojas, que descansa sobre la Formación

Montebel y por debajo de la Formación Arcabuco, en el área del páramo de La Rusia, y que alcanza allí espesores que varían entre 682 y 344 m. En el extremo noroccidental de la Plancha 172 Paz de Río, esta unidad litoestratigráfica cubre una superficie aproximada de 10 km² y hace parte de la región nororiental del Anticlinal de Arcabuco. La Formación La Rusia presenta una morfología escarpada que contrasta con las dos unidades litoestratigráficas cretácicas contiguas que afloran más al oriente. La edad de esta formación no se ha definido con exactitud; sin embargo, por encontrarse sobre la Formación Montebel y por debajo de la Formación Arcabuco, se sugiere que pudo depositarse a finales del Jurásico. Las características litológicas de esta unidad, tales como la presencia de conglomerados gruesos a muy gruesos, con estratificación cruzada e intercalaciones de capas rojas, sugieren que su deposición ocurrió en un ambiente continental.

Formación Girón

Este término Girón fue creado por *Hettner (1892)*, bajo la denominación de Series del Girón, para designar a una sucesión de areniscas, limolitas rojas y conglomerados, que se hallan expuestas al oeste de Bucaramanga, cuya edad se consideró inicialmente del Cretácico. Actualmente, la denominación original de *Hettner (1892)* incluye las formaciones Bocas, Jordán, Girón y Tambor. Posteriormente, *Langenheim (1959)* designó como Formación Girón a la secuencia que descansa sobre la Formación Bocas y que está por debajo de la Formación Tambor, y estableció como localidad tipo el cañón del río Lebríja. En la misma localidad, *Julivert (1968)*, *Navas (1963)* y *Cediel (1968)* efectuaron trabajos de campo, sobre la secuencia denominada Girón. *Cediel (1968)* le asigna formalmente el rango de grupo, denomina su parte inferior como Formación Girón y la parte superior, como Formación Los Santos. Teniendo en cuenta la posición estratigráfica de la Formación Girón, que descansa sobre la Formación Cucho y está cubierta por la Formación Tibasosa, su edad se considera jurásica, correlacionable con la secuencia denominada Girón, en el área de Santander, según *Rabe (1977)*, como de finales del Jurásico

Cretácico Inferior

Kir Formación Rosablanca

Aflora en nuestra área apenas fuera del mapa, sobre la carretera que de Arcabuco conduce a Moniquirá, donde consta de 148 m de caliza a veces con lamelibranquios y gasterópodos, con esporádicas intercalaciones de shales negros que alcanzan hasta 5 m de espesor. Se supone que su edad sea valanginiana -hauteriviána. Por su parte, F. Etayo en *Fabre (1986)* afirma que también las calizas que afloran en las cabeceras de la quebrada Ritoque, pertenecen a esta formación.

Formación Ritoque

El nombre, propuesto por F. Etayo en *Fabre (1986)*, proviene de la quebrada homónima afluente del Río Samacá, donde se observa una sucesión de limolitas grises, amarillentas a rojizas por meteorización, con bancos de calizas a veces lumaquéllicas hacia la parte baja;

mide de 75 a 110 m de espesor y contiene equinóidos, trigonias y amonitas. Yace concordantemente sobre la Formación Rosablanca en el área noroccidental, sobre la Formación Cumbre en los alrededores de Arcabuco y sobre la Formación Arcabuco en la serranía homónima. Esto demuestra el ulterior ensanchamiento de la cuenca cretácea.

Con respecto a la Nomenclatura Estándar del Valle Medio del Magdalena hay que aclarar que la Formación Ritoque quedó probablemente incluida en el concepto original de la Formación Paja tal como aflora en las zonas meridionales a la localidad, sin embargo, en nuestro concepto representa un desarrollo de facies, propio del área en cuestión en tiempos hauterivianos, ligado en parte al fenómeno del avance marino antes mencionado. Por esta razón, además que por la diferencia litológica con el subyacente y el suprayacente, se creó esta nueva Formación conservando el nombre de Formación Paja a la sucesión de shales negros, depositados en parte en ambiente euxínico (perteneciente a un medio de circulación de las aguas restringido, con estancamiento o condiciones anaeróbicas), que ocurren hasta la base de la Formación San Gil inferior.

Formación Lutitas de Macanal

El término Formación Lutitas de Macanal fue propuesto por *Ulloa & Rodríguez (1979a)* para designar una sucesión de capas de lutitas negras, con intercalaciones esporádicas de calizas, areniscas y bolsones de yeso, que aflora en el río Batá, entre las quebradas El Volador y La Esmeralda, por debajo de la Formación Areniscas de Las Juntas. Está constituida, principalmente, por una sucesión de capas de lutitas negras, piritosas, ligeramente calcáreas, con nódulos alargados, generalmente arenosos y orientados en forma paralela a la estratificación, con intercalaciones de arenitas finas de cuarzo, grises oscuras, cemento silíceo, en capas medias a gruesas. El contacto inferior de esta unidad litoestratigráfica no se observa en el área, mientras la suprayacente Formación Areniscas de Las Juntas reposa de manera concordante. En esta secuencia estratigráfica se han reportado faunas que abarcan desde el Titoniano hasta el Valanginiano en la región del Cocuy según fósiles analizados por *Bürgl (1959b)*, mientras hacia el Suroriente, Guateque, se colectaron muestras fósiles que indican una edad probable de Berriasiano - Valanginiano. Esta unidad es correlacionable con los conjuntos inferior y medio de *Hubach (1957b)* y con la parte media (Kc2) de *Renzoni (1968)*. Como probable ambiente de sedimentación para esta unidad se considera marino de aguas someras, en una cuenca restringida.

Formación Areniscas de las Juntas

El término Formación Areniscas de Las Juntas fue propuesto por *Ulloa & Rodríguez (1979a)*, para representar la secuencia estratigráfica compuesta por dos miembros arenosos, separados por un miembro lutítico, que aflora en la carretera Guateque - Santa María de Batá, entre las cuchillas de El Volador y El Dátil. En este sector se distinguen tres miembros que fueron denominados Arenisca de El Volador, Lutitas Intermedias y Arenisca de Almeida. Este último miembro parece ser equivalente a las formaciones Arenisca de Cáqueza de *Hubach (1945a)* y Alto de Cáqueza de *Renzoni (1968)*.

Formación Tibasosa

El nombre y el rango de la unidad litoestratigráfica Formación Tibasosa fueron propuestos por *Renzi (1981)*, para representar la sucesión litológica que aflora en la población de Tibasosa, por debajo de la Formación Une. El autor dividió la formación en cuatro miembros, los cuales fueron denominados de base a techo como: Miembro Basal (Kit4), compuesto por conglomerado, limolitas y areniscas, a veces conglomeráticas; Miembro Calcáreo Inferior (Kit3), constituido principalmente por shales, calizas arenosas y areniscas; Miembro Arenáceo Intermedio (Kimt2), compuesto por shales y areniscas, y el Miembro Calcáreo Superior (Kmt1), formado por shales, caliza lumaquela y areniscas.

Formación Tibasosa Conjunto Inferior

El Conjunto Inferior consta de una sucesión de cuarzoarenitas de grano fino, medio y grueso hasta conglomerática, con colores que varían desde gris claro a blanco, gris verdoso y rojizo por meteorización, cemento silíceo, en capas medias a gruesas, con láminas inclinadas tangenciales e intercalaciones esporádicas de lodolitas arenosas, grises verdosas y amarillentas, cuyos espesores varían entre 20 y 30 cm. El Conjunto Inferior descansa en forma paraconforme sobre la Formación Girón y discordantemente sobre la Formación Cucho y la Cuarzomonzonita de Santa Rosita.

Formación Tibasosa Conjunto Superior

El Conjunto Superior tiene un espesor total de 481 m. En la localidad de Betétiva, este conjunto es colocado sobre la Formación Girón por fallas inversas y está por debajo de la Formación Une en contacto concordante. De la Formación Tibasosa, *Renzi (1981)* cita fauna colectada en el Miembro calcáreo Inferior y Miembro Calcáreo Superior, que indican una edad probable de Hauteriviense y mediados o finales del Albiano, respectivamente. Esta formación se correlaciona cronológicamente con las formaciones Arenisca de las Juntas y Foméque.

Formación Une

El nombre Une fue dado por *Hubach (1931)*, para referirse a la secuencia arenítica que aflora en la carretera Bogotá - Villavicencio, entre Chipaque y Cáqueza que representa la parte media del Grupo Villeta. *Renzi (1962)* utiliza este término con categoría de formación, al describir la sucesión litológica que aflora en las secciones de las carreteras Une - Fosca y Choachí - Bogotá. El contacto superior con la Formación Chipaque, observado en otras localidades del área estudiada, es concordante y transicional, y se marca a la base de una secuencia, espesa, de lodolitas. *Bürgl (1957)* cita, en la parte alta de la Formación Une, una fauna procedente de los alrededores de Choachí, que indicaría una edad de Cenomaniano; *Campbell (1962)* reporta en la Arenisca de Une una fauna colectada en la carretera Une - Fosca, cuya edad es Albiano. Con base en las edades propuestas por estos autores, la Formación Une representaría una edad comprendida entre el Albiano y el Cenomaniano. Esta formación parece corresponder litológicamente a la Formación Aguardiente, del área de Santander.

Cretácico Superior

Formación Chipaque

El término Chipaque fue empleado por primera vez por *Hubach (1931)* bajo la denominación de Conjunto Chipaque y, posteriormente, como Formación Chipaque, para representar la parte superior del Grupo Villeta. Según su autor, el techo de la Formación Chipaque lo forma la caliza de Chipaque o Nivel de Exogyra squamata, que marca el límite Villeta - Guadalupe Inferior. *Renzi (1962, p.72)*, basado en las secciones de referencia a lo largo de las carreteras Choachí - Bogotá (camino de la Sabaneta - quebrada del Raizal) y Chipaque - Bogotá, redefine la Formación Chipaque, y engloba bajo esta denominación a las formaciones Chipaque y Guadalupe Inferior de *Hubach (1931, 1957a)*. De esta manera, la Formación Chipaque queda limitada en su base por la Arenisca de Une y en su techo por la base de la Arenisca Dura. de acuerdo con la posición estratigráfica de la Formación Chipaque, su base se considera de edad Cenomaniano, debido a la fauna colectada, en la parte alta de la Arenisca de Une. Su techo se considera del Coniaciano o Santoniano, ya que la base de la suprayacente Formación Arenisca Dura, en la sección aflorante por la carretera que conduce de Tabio a Chía, en el sector de la Capilla de Lourdes, contiene fauna indicativa de estas edades, según reporta *Julivert (1968)*.

Grupo Guadalupe

En esta se zona se agrupan las unidades de Labor y Los Pinos en una sola formación, de igual forma como fue efectuado en el área de Chiquinquirá por *Ulloa & Rodríguez (1979b)*. La Formación Los Pinos en sectores descansa de manera concordante sobre la Formación La Luna en el área de los Santanderes y en el área de Boyacá sobre la Formación Arenisca de Labor. En el sector de Samacá-Cómbita se observa una sucesión compuesta de 49 m inferiores de shales (que contienen Foraminíferos) con algunas intercalaciones de arenisca y 10 m superiores de arenisca; en Soracá la sucesión está formada por 117 m inferiores de shales gris-oscuros con intercalaciones de arenisca y por 50 m superiores de arenisca al norte de el Encanto, por la carretera de Ramiriquí- Boyacá, se observaron 127 m de shales grises oscuros con intercalaciones de arenisca y de lumaquela (*Ostrea* abrupta) y fosforita, seguidos por 34 m de arenisca con fosforita hacia la base. La edad de esta unidad en el área de la Plancha 173 Támara, según *Fabre (1986)*, es considerada como Campaniano hasta Maestrichtiano inicial, mientras en el área de Paz de Río es Maestrichtiano inicial, según Sarmiento, en *Osorno (1994)*. El ambiente de depósito de esta unidad, de acuerdo con *Fabre (1986)*, es de aguas marinas poco profundas y zona de plataforma con biostromas. La Formación Los Pinos se puede correlacionar con partes de la Formación Arenisca de Labor y con la parte inferior de la Formación Colón.

El término Arenisca Tierna se debe a *Hubach (1957)*, quien lo utilizó con la categoría de miembro, para representar el techo del Grupo Guadalupe. La unidad está constituida por cuarzoarenitas de grano fino a grueso, con colores grises claros, grises oscuros a amarillentas, algo friables, en estratos delgados a gruesos con estratificación plano paralela, ondulosa e inclinada. En la unidad se encuentran varias capas con icnofósiles (Thalasi-

noides) y niveles bioturbados. En general, se observa que los paquetes de arenitas son granocrecientes y algunos niveles de cuarzoarenitas son calcáreos, especialmente en la parte superior de la unidad. En el área, la Formación Arenisca Tierna se observa reposando concordantemente sobre la Formación Los Pinos y por debajo de la Formación Guaduas en contacto concordante y neto. Basado en su posición estratigráfica, *Bürgl (1961)*, *Etayo, en Fabre (1986)* y *Sarmiento, en Osorno (1994)* la consideraron de edad Maestrischtiano. La unidad se correlaciona con la Formación Mito Juan de la Concesión Barco.

Formación Guaduas

Según *Julivert (1968)*, el término Guaduas fue empleado por primera vez por *Hettner (1892)*, para representar todos los «materiales que en la región de Bogotá se encuentran por encima del Guadalupe». Posteriormente, *Hubach (1931, 1945b, 1957b)* restringe el término Guaduas, con categoría de Formación, y queda limitado en su parte inferior por la Formación Guadalupe Superior y en la parte superior por la Formación Arenisca del Cacho. El autor divide la Formación Guaduas en tres conjuntos. Uno inferior, limitado hacia la base por la Arenisca Tierna y hacia el techo por la Arenisca La Guía; el medio por la base de la Arenisca La Guía y el techo de la Arenisca La Lajosa y el superior entre el tope de La Lajosa y la base de la Arenisca del Cacho, y establece como localidad tipo el área de Guatavita. *Van der Hammen (1957)* da como localidad tipo para esta misma formación, la sucesión litológica que aflora entre los boquerones de Lenguazaque y Guachetá. *Alvarado & Sarmiento (1944)* denominan Formación Guaduas, en la región de Paz de Río, a la sucesión litológica comprendida entre el techo de la arenisca calcárea, fosilífera, de la Formación Ermitaño y el primer conjunto grueso de areniscas de la Formación Socha Inferior. El término Formación Guaduas se emplea para designar la secuencia litológica, que descansa sobre la Formación Arenisca Tierna y limitada al tope por una gruesa secuencia de arenita de la Formación Arenisca de Socha, equivalente a la Formación Socha Inferior de *Alvarado & Sarmiento (1944)*. Por la carretera de Chivatá – Toca y por la quebrada carbonera se levantó una sucesión compuesta así: unos 250 m inferiores de arcillas grises y esporádicas areniscas friables, mal expuestos; siguen 270 m de arcillas grises, arenisca friable y carbón; al techo, 50 m de arcillas verduscas y violáceas y arenisca. Yace sobre el Miembro Arenisca Tierna y por debajo de la Arenisca del Cacho (parte basal de la Formación Bogotá) corresponde a la Formación de Guaduas de la Sabana de Bogotá que T. Van Der Hammen (*Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos; Bol. Geol. Vol. VI Nos. 1-3, 1958, Bogotá*) data como maestrichtiana hasta la parte media y como paleocena en la parte superior.

Cenozoico

Paleógeno

Formación Areniscas de Socha

Se utiliza el nombre de Formación Areniscas de Socha para designar a una gruesa secuencia de areniscas que reposa concordantemente sobre la Formación Guaduas, a la que inicialmente *Alvarado & Sarmiento (1944)* denominaron Socha Inferior, y consideraron,

como localidad tipo, la sucesión litológica aflorante en Socha Viejo. Se plantea no utilizar el nombre inicialmente propuesto por *Alvarado & Sarmiento*, pues, según la Guía Estratigráfica Internacional (1994), los términos inferior, medio y superior no deben ser usados para subdivisiones formales de unidades litoestratigráficas.

Al norte de pesca, en la localidad de Aguas- calientes aflora una sucesión de 102 m, formada por 20 m inferiores de arenisca de grano grueso, amarillenta; 12 m intermedios de arcillas grises, verduscas y rojizas; y 70 m superiores de arenisca; *Van der Hammen (1957)*, según estudios palinológicos, indica para la Formación Socha Inferior (Formación Areniscas de Socha), una edad paleocena temprana, intervalo de tiempo en el cual se considera ocurrió la acumulación de la parte superior de la Formación Guaduas y, probablemente, la parte inferior de la Formación Cacho. También establece su correspondencia palinológica con la parte inferior de la Formación Lisama, del Valle Medio del Magdalena, y con la Formación Barco, de la Cuenca de Maracaibo. En el área de Paz de Río, *Sarmiento, en Osorno (1994)*, se basa en estudios palinológicos y le asigna una edad paleocena tardía.

Formación Arcillas de Socha

Se propone el nombre Formación Arcillas de Socha para designar la sucesión estratigráfica comprendida entre la Formación Areniscas de Socha y la Formación Picacho, y se establece su localidad tipo en Socha Viejo, donde alcanza un espesor de 400 m. Se propone el nombre de Formación Arcillas de Socha, que reemplaza al de Formación Socha Inferior de *Alvarado & Sarmiento (1944)*, dado que la Guía Estratigráfica Internacional recomienda no utilizar términos como inferior, medio o superior en la definición de nombres de unidades formales. La descripción de esta unidad litoestratigráfica se hace con base en las secciones medidas en la carretera Corrales - Paz de Río, donde presenta un espesor de 345,25 m y al occidente del colegio Sugamuxi de Sogamoso, donde alcanza 172,35 m de espesor. El contacto de esta unidad litoestratigráfica con la suprayacente Formación Picacho es concordante y neto, y se ha marcado en la base de una sucesión de cuarzoarenitas de grano medio a grueso. *Alvarado & Sarmiento (1944)* consideran que este contacto podría ser discordante, debido al cambio de espesor que muestra la Formación Socha Superior en sectores como el cerro del Fraile (cambia de 400 m a 180 m) y el carácter conglomerático en la base de la Formación Picacho. *Vargas et al., (1981)* también consideran este contacto discordante, basado igualmente en las fuertes variaciones de espesor de la Formación Socha Superior, Bogotá, de la Sabana de Bogotá, con la parte superior de la Formación Lisama del Valle Medio del Magdalena y también, con una porción de la Formación Los Cuervos, de la Cuenca de Maracaibo. T. Van Der Hammen (op. cit.) la refiere, con base en estudios de polen, al Paleoceno.

Formación Picacho

El nombre de Formación Picacho fue dado por *Alvarado & Sarmiento (1944)* para designar un conjunto potente de areniscas que descansa sobre la Formación Socha Superior (Formación Arcillas de Socha), y establece su localidad tipo en el cerro Picacho, 1,5 km al noroeste de Paz de Río. El contacto superior con la Formación Concentración es concordante y neto,

y se marca en el techo de una sucesión de arenita de cuarzo media a gruesa. Bajando de Aguascalientes a Tobacá afloran 80 m de capas de arenisca conglomerática blancuzca con esporádicas intercalaciones de conglomerado (bien calibrado, homogéneo, de guijos bien redondeados de cuarzo y de chert). La Formación Picacho, en la sección al occidente del colegio Sugamuxi en Sogamoso, está compuesta por un conjunto inferior de 46,50 m de espesor y consta de una alternancia de arenita de grano medio a grueso, con lentes de conglomerados de cuarzo, gris amarillenta, friable, en capas delgadas y muy gruesas, de 0,05 a 3 m de espesor y arcillolitas grises claras y amarillentas, con espesores que oscilan entre 1,20 y 20 m.

El conjunto medio tiene un espesor de 100 m de cuarzoarenitas de grano medio a grueso, gris clara, amarillenta y rojiza, friable, cemento síliceo, en capas muy gruesas, con lentes de conglomerados formados por cuarzo y fragmentos de roca. El conjunto superior tiene un espesor de 35 m. A la base del conjunto se encuentra una sucesión de capas de arcillolitas grises claras de 10 m de espesor, seguido por 25 m de cuarzoarenita de grano fino a medio, amarillenta y rojiza, friable, cemento síliceo, estratificada en capas muy gruesas, con lentes de conglomerados compuestos por cuarzo y fragmentos de roca.

El contacto superior con la Formación Concentración es concordante y neto, y se marca en el techo de una sucesión de arenita de cuarzo media a gruesa. Según van der Hammen (1957), en esta unidad no se han encontrado muestras con polen; sin embargo, basado en su posición estratigráfica, considera que su edad debe ser eocena temprana, y establece su coetaneidad con las formaciones La Paz del Valle Medio del Magdalena, El Mirador de la Concesión Barco y Hoyón del Valle Medio del Magdalena y la región de la Sabana de Bogotá.

Formación Concentración

El nombre y rango de la unidad litoestratigráfica Formación Concentración fueron dados por Alvarado & Sarmiento (1944), para designar una sucesión de arcillolitas comúnmente yesíferas y areniscas de grano fino a grueso, con estratos de hierro oolítico, que descansa sobre la Formación Picacho. Su sección tipo está localizada a lo largo del río Soapaga, entre el caserío de Concentración y el puente del Uvo (carretera Santa Rosa - Paz de Río - Socha), donde presenta un espesor que oscila entre 1.368 y 1.554 m. Basado en el contenido de polen encontrado en varios horizontes de la Formación Concentración, Van Der Hammen (1957) la asigna al Eoceno medio a Oligoceno medio, y establece su correlación, con excepción de la parte inferior, con las formaciones San Fernando y Diablo del Borde Llanero y Carbonera de la Cuenca de Maracaibo.

Cuaternario

Depósitos Cuaternarios: En el área estudiada se diferenciaron los siguientes tipos de depósitos cuaternarios:

Glaciares: Depósitos glaciares se presentan en el extremo noroeste y constan de una serie de morrenas, formadas por bloques angulares, de arenitas y conglomerados, en una matriz areno arcillosa, sin ninguna selección.

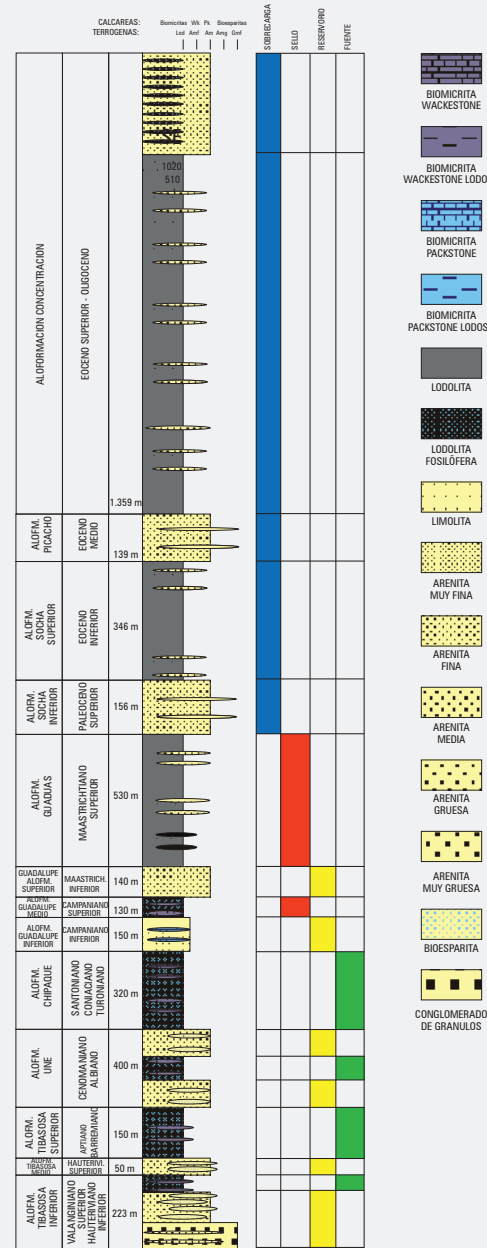


Figura 47.a. Columna estratigráfica generalizada del Bloque Soapaga.

Coluviales (Qc): Con el término coluviales se incluyen los depósitos de talud y derrubios; están constituidos por acumulaciones de materiales de composición heterogénea y de tamaño variable, predominantemente bloques angulares.

Aluviales (Qal): Depósitos aluviales se ubican hacia las márgenes de los drenajes principales y consisten de bloques redondeados a subredondeados, principalmente de arenitas, en una matriz areno arcillosa. Presentan una morfología plana.

Aloestratigrafía, correlaciones regionales, ambientes sedimentarios

La estratigrafía de la Cuenca Cretácica Colombiana se encuentra en Guerrero (2002a, 2002b), donde se ha subdividido el registro en unidades aloestratigráficas que incluyen varias formaciones coetáneas. Los nombres utilizados en el área de estudio son los de las unidades aloestratigráficas. No se han tenido en cuenta ni sinonimias ni homonimias ni unidades que no tienen localidad tipo o que no cumplen con normas estratigráficas internacionales. Algunas de las unidades de la cartografía publicada de Ingeominas no se han incluido por estas razones y para evitar confusiones se han utilizado solamente los nombres formales de formaciones adecuadamente descritas y los nombres de las aloformaciones. Cuando el nombre es totalmente inadecuado se ha hecho caso omiso del mismo y solamente se ha utilizado el concepto de unidad aloestratigráfica.

La Tabla 8 incluye una descripción de las unidades del área, edades, composición, unidades lito-estratigráficas y alo-estratigráficas, ambientes sedimentarios y marco tectónico. La Tabla 9 incluye la correlación de las unidades Cretácicas y Terciarias cartografiadas en las planchas 172, 191 y 192 y su inclusión en unidades alo-estratigráficas. En la figura 47.a observamos la columna generalizada del área soapaga que resume la estratigrafía de la zona.

Registros de perforación Área de Soapaga

Se cargaron en el programa GeoGraphix los archivos (*.las) suministrados para el área de estudio y zonas aledañas. Del área de Soapaga (figura 1) se incluyen los pozos Corrales y Bolívar. Del área al SW, todavía en la Cordillera Oriental (figura 1y 48) se incluyeron los pozos Tamauka, Cormichoque, Tunja, Suesca Norte, Suesca, Stratigraphic-2, Stratigraphic-3, Suba-1, Suba-2 y Villarrica. Se cargaron en total 12 pozos. Otros, como Stratigraphic-1 y Chitasuga no incluían curvas en el archivo o simplemente no abrieron o no poseían archivos compatibles con el programa Geographix.

UNIDAD CRONO - ESTRATIGRÁFICA	ALOFORMACIÓN / FORMACIÓN	ESPESOR EN METROS	ESPESOR TOMADO DE POZOS CORRALES Y BOLIVAR	ESPESOR TOMADO DE POZO TAMAUKA	ESPESOR TOMADO DE POZO CORMICHOQUE	LITOLOGÍA / AMBIENTE DE DEPÓSITO	POTENCIAL RESERVORIO / ROCA FUENTE DE HIDROCARBUROS	ESTADO DE MADURACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA
Oligoceno Superior	Concentración Superior	1.359	C173 (Parcial)			Arenitas con intercalaciones menores de lodolitas		
Oligoceno Medio - Eoceno Superior	Concentración Inferior		527			Lodolitas con intercalaciones menores de arenitas		Inmaduro
Eoceno Medio	Picacho	139	246			Arenitas y conglomerados fluviales	Reservorio	Inmaduro
Eoceno Inferior	Socha Superior	346	195			Lodolitas con intercalaciones menores de arenitas		Inmaduro
Paleoceno Superior	Socha Inferior	156	219			Arenitas y conglomerados fluviales	Reservorio	Inmaduro
Maastrichtiano Superior	Guaduas	392	B450 - C257 (Parcial)	195 (Parcial)		Lodolitas con intercalaciones menores de arenitas. Capas de carbón en la parte inferior. Ambiente estuarino		Inmaduro
	Espesor total del Maastrichtiano Superior al Oligoceno:	2.392						
maastrichtiano Inferior	Guadalupe Superior	140	140	172	112 (Parcial)	Arenitas de frente de playa y llanura costera	Reservorio	Submaduro
Campaniano Superior	Guadalupe Medio	130	130	184	131	Lodolitas y biomicritas de offshore	Roca fuente	Submaduro
Campaniano Inferior	Guadalupe Inferior	150	150	158	138	Limolitas y biomicritas parcialmente silicificadas de frente de playa inferior		Submaduro
Santoniano - Coniaciano - Turoniano	Chipaque	320	50 (Parcial)	191 (Parcial)	337 (Parcial)	Lodolitas y biomicritas de offshore	Roca fuente	Maduro
Cenomaniano	Une Superior	400			118	Bioesparitas / arenitas de frente de playa y llanura costera	Reservorio	Maduro
Albiano Medio Y Superior	Une Medio				136	Lodolitas, margas y biomicritas estuarinas y de offshore	Roca fuente	Maduro
Albiano Temprano	Une Inferior				152	Bioesparitas / arenitas de frente de playa y llanura costera	Reservorio	Maduro
Aptiano - Barremiano	Fm. Tibasosa Superior	150			117 (Parcial)	Lodolitas, margas y biomicritas estuarinas y de offshore	Roca fuente	Maduro
Hauteriviano Superior	Fm. Tibasosa Media	50				Arenitas / bioesparitas de frente de playa y llanura costera	Reservorio	Maduro
Valanginiano Superior y Hauteriviano Inf	Fm. Tibasosa Inferior	223				Conglomerados y arenitas fluviales en la base, seguidas de arenitas / bioesparitas de frente de playa, cubiertas por lodolitas, margas y biomicritas de offshore		Maduro
	Espesor total del Valanginiano Superior al Maastrichtiano Inferior:	1.563						

Tabla 8. Estratigrafía del bloque yacente (oriental) de la falla de Soapaga.

Sucesión estratigráfica y ambientes de depósito de las unidades perforadas en el pozo Corrales-1

FORMACIÓN CONCENTRACIÓN: La perforación del pozo Corrales-1 se inicia en proximidades de la Falla de Soapaga, al oriente de la misma. Los primeros 2101 pies corresponden a la parte inferior, predominantemente lodosa de la Formación Concentración. De acuerdo con lo que se puede deducir de los registros de perforación (Figura 49) y del reporte de la compañía operadora, predominan las lodolitas grises, estratificadas en capas delgadas y medias, que ocasionalmente están internamente laminadas. Esta parte

baja de la unidad incluye intercalaciones menores de arenitas en capas medias a gruesas, que a veces se amalgaman en conjuntos de capas. La unidad contiene aproximadamente un 80% de lodolita y un 20% de arenita. La arenita es de grano medio, ocasionalmente gruesa a muy gruesa y conglomerática de gránulos; su clasificación composicional es litoarenita.

Debido a que el pozo se encuentra en proximidades de la Falla de Soapaga se han presentado algunas dudas en cuanto a la litología de los primeros 520 pies de perforación. De éstos solamente existe una curva de GR que parece estar influenciada por el diámetro de

CONVENCION	UNIDAD	UNIDAD ALOESTRATIGRAFICA
Tst	F. Tilata (Plancha 191)	TILATA
Tss	F. Socha superior (Plancha 191)	SOCHA SUPERIOR
Tsi	F. Socha inferior (Plancha 191)	SOCHA INFERIOR
Tpas	F. arcillas de Socha (Plancha 192)	SOCHA SUPERIOR
Tpars	F. areniscas de Socha (Plancha 192)	SOCHA INFERIOR
Tp	F. Picacho (Plancha 191)	PICACHO
Toc	F. Concentración (Plancha 192)	CONCENTRACION
TKg	F. Guaduas (Plancha 192)	GUADAS
Tep	F. Picacho (Plancha 192)	PICACHO
Tc	F. Concentración (Plancha 191)	CONCENTRACION
Tb	F. Bogotá. (Plancha 191)	SOCHA SUPERIOR
Kg2	F. Plaeners (Plancha 191)	GUADALUPE INFERIOR
Kg1	F. Labor y Tierna. (Plancha 191)	GUADALUPE MEDIO Y SUPERIOR
Kv2	F. Une (Plancha 191)	UNE
KTg	F. Guaduas (Plancha 191)	GUADAS
Ksl?	F. la Luna (Plancha 172)	GUADALUPE INFERIOR
Ksgtp	F. dura y plaeners (Plancha 192)	GUADALUPE INFERIOR
Ksgt	F. arenisca tierna. (Plancha 192)	GUADALUPE SUPERIOR
Ksgpi	F. Labor F. los pinos (Plancha 192)	GUADALUPE MEDIO
Ksgp	F. Plaeners (Plancha 172)	GUADALUPE INFERIOR
Kscn	F. Conejo (Plancha 191)	CHIPAQUE
Ksch	Grupo churuvita (Plancha 191)	UNE SUPERIOR
Ksc	F. Chipaque (Plancha 192)	CHIPAQUE
KPgg	F. Guaduas (Plancha 172)	GUADUAS
Kmt1	Miembro calcareo superior (Plancha 191)	FOMEQUE (TIBASOSA SUPERIOR)
Kmsgs	F. San Gil superior. (Plancha 191)	UNE MEDIO
Kmsgi	F. San Gil inferior. (Plancha 191)	UNE INFERIOR
Kiu	F. Une (aguardiente) (Plancha 192)	UNE
Kit4	Miembro basal. (Plancha 191)	MACANAL SUPERIOR (TIBASOSA INFERIOR)
Kit3	Miembro calcareo inferior. (Plancha 191)	MACANAL SUPERIOR (TIBASOSA INFERIOR)
Kit2	F. Tibabosa. (Plancha 172)	MACANAL SUPERIOR, ALTO DE CAQUEZA, FOMEQUE (TIBASOSA)
Kit1	F. Tibabosa. (Plancha 172)	MACANAL SUPERIOR, ALTO DE CAQUEZA, FOMEQUE (TIBASOSA)
Kiri	F. Ritoque. (Plancha 191)	MACANAL SUPERIOR
Kir	F. Rosablanca. (Plancha 191)	MACANAL SUPERIOR
Kimt2	Miembro Arenáceo intermedio. (Plancha 191)	ALTO DE CAQUEZA (TIBASOSA MEDIO)
Kimpa	F. Paja, miembro arenoso inferior (Plancha 191)	FOMEQUE
Kimp	F. Paja (Plancha 191)	FOMEQUE
Kilm	Lutitas de macanal. (Plancha 172)	MACANAL INFERIOR, MEDIO Y SUPERIOR
Kif	F. Fomeque. (Plancha 172)	FOMEQUE
Jar	F. Arcabuco (Plancha 191)	MACANAL INFERIOR Y MEDIO

Tabla 9. Correlación de unidades cretácicas y terciarias cartografiadas en las planchas 172, 191, 192 y su inclusión en unidades aloestratigráficas

la perforación y por lo tanto no se ha tomado en cuenta. La toma de los otros registros se interrumpió a esta profundidad, de manera que los datos litológicos provienen solamente de la descripción de la litología del pozo, que indica que predominan las lodolitas y arcillolitas grises y que pertenece a la Formación Concentración. Algunas cartografías indican que el pozo comenzaría en la Formación Une en el bloque colgante de la falla, mientras que otras indican sedimentos Cuaternarios. Es muy posible que otras fallas presentes en el área, que

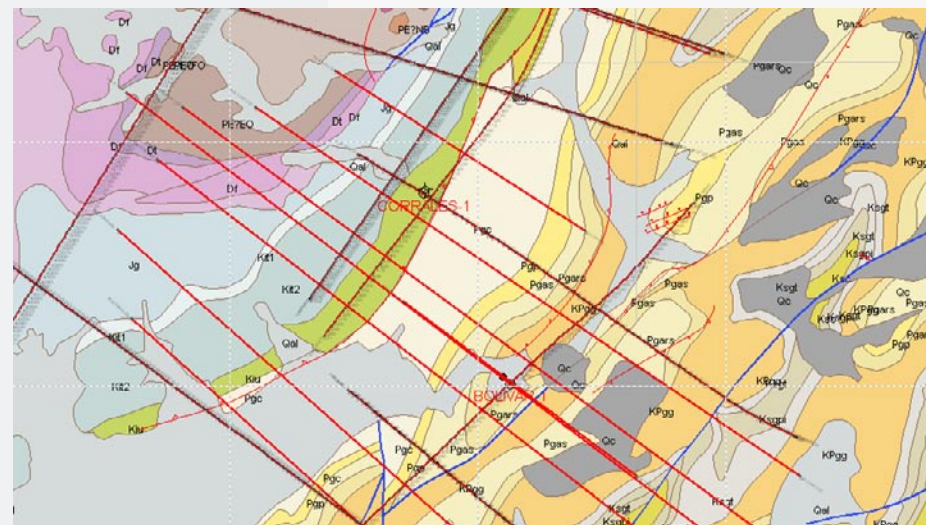


Figura 48. Geología de superficie de la parte sur del área de interés, con la localización de los pozos Bolívar-1 y Corrales-1. El pozo Bolívar-1 se inicia en la Aloformación Guaduas (Maastrichtiano Superior) y culmina en la parte superior de la Aloformación Chipaque. El pozo Corrales-1 se inicia en proximidades de la Falla de Soapaga, que pone en contacto la Aloformación Une (Albiano y Cenomaniano) con la Aloformación Concentración (Eoceno Superior – Oligoceno) y termina en la Formación Guaduas.

no involucran el basamento y que tienen desplazamientos menores y ángulos relativamente bajos de menos de 45° se hayan confundido con la Falla de Soapaga, con la consecuente desviación de su correcta interpretación. La geología regional y la evidencia de campo disponibles indican que la falla de Soapaga presenta 60° a 80° de inclinación e involucra casi 3.000m de desplazamiento vertical de la cobertera sedimentaria y del basamento. Esta tuvo un deslizamiento normal por extensión al inicio de la sedimentación Cretácica del área y se invirtió desde el Mioceno Tardío al presente por el levantamiento de la Cordillera Oriental. La interpretación de la perforación y de la Falla de Soapaga es muy importante, porque si ésta última se considera de bajo ángulo se podría pensar en la posibilidad de exploración de los estratos subyacentes y emprender perforaciones que se iniciarían en el basamento, en el bloque colgante situado al W. Esta debe considerarse como una aproximación muy riesgosa y probablemente innecesaria, teniendo en cuenta que ya se han encontrado hidrocarburos en el bloque yacente al E de la Falla de Soapaga, en una situación geológica que parece muy promisoriosa en cuanto a los estratos del Cretácico. La información regional disponible y los datos de la perforación del pozo permiten concluir que los primeros 2101 pies corresponden a la Formación Concentración.

El ambiente de depósito de la misma estuvo controlado por niveles regionales relativamente altos del nivel del mar y en el área incluye depósitos de grandes lagos con influencia marina episódica, ciénagas costeras y sistemas fluviales de baja energía, incluyendo ríos

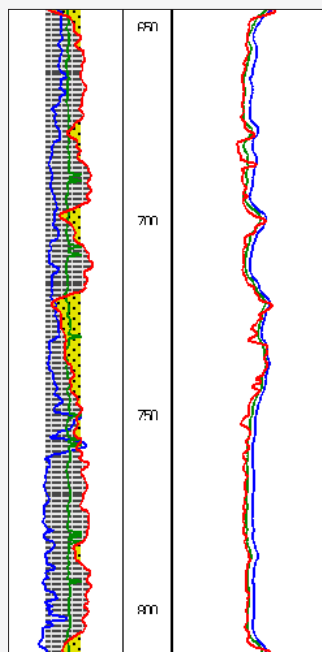


Figura 49. Litología típica de la parte inferior de la Formación Concentración atravesada por el pozo Corrales-1.

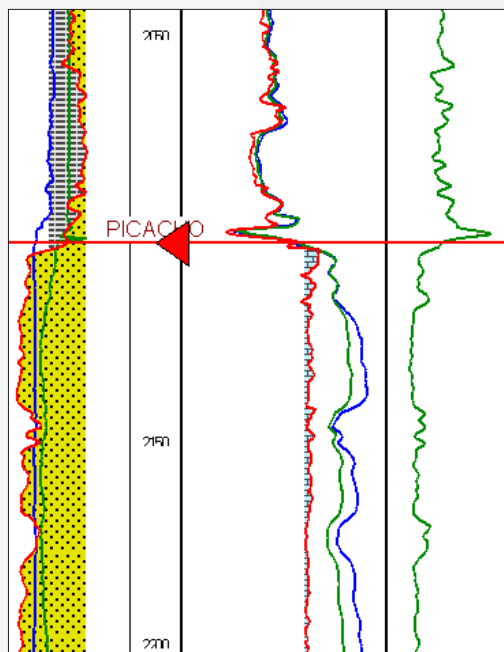


Figura 50. Pozo Corrales-1. Parte baja de la Formación Concentración (Eoceno Superior) y alta de la Formación Picacho (Eoceno Medio).

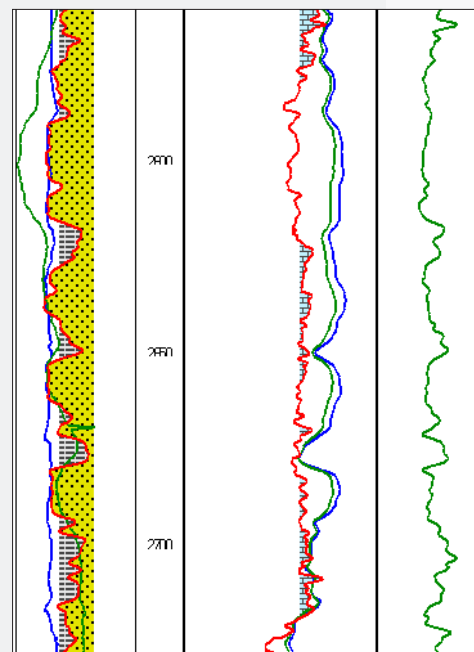


Figura 51. Litología típica de areniscas de la Formación Picacho en el pozo Corrales.

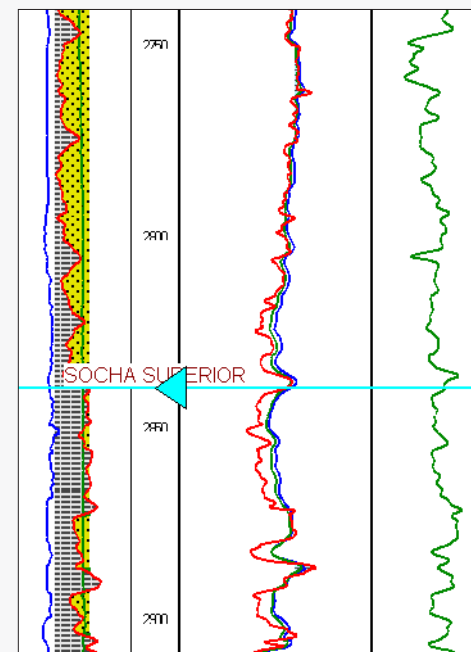


Figura 52. Pozo Corrales-1. Base de la Formación Picacho (Eoceno Medio) y tope de la Formación Socha Superior (Eoceno Inferior).

anastomosados. Algunas capas delgadas y medias de carbón están presentes en la unidad, indicando sedimentación en pantanos vegetados con entrada mínima o inexistente de sedimento por intervalos de tiempo. Las arenitas con oolitos de hierro de la parte inferior de la unidad se creen depositadas en frentes de playa con influencia marina. Las lodolitas grises que predominan en la unidad se consideran depositadas en áreas cenagosas y de offshore durante la transgresión del Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano. El contacto inferior de la unidad (Figura 52) se coloca en el cambio abrupto de las lodolitas de la Formación Concentración a las arenitas de grano medio y grueso a conglomeráticas de la infrayacente Formación Picacho.

FORMACIÓN PICACHO: De 2101 a 2840 pies se encuentran las areniscas de la Formación Picacho (Figuras 50 a 52). Se trata de litoarenitas de grano grueso a muy grueso, con conglomerados de gránulos, en capas gruesas y muy gruesas, masivas, con estratificación cruzada y planar. Se presentan algunas intercalaciones menores de lodolitas grises en capas delgadas a medias, que alcanzan solamente el 10% de la unidad.

El ambiente de depósito se considera aluvial, dominado por sistemas de ríos trenzados de alta energía. La unidad se depositó durante una caída regional relativa del nivel del mar durante levantamiento tectónico rápido del área fuente en la Cordillera Central.

FORMACIÓN SOCHA SUPERIOR: Se encuentra entre los 2840 y los 3424 pies. Se trata de lodolitas con intercalaciones menores de arenitas (Figura 53). Las lodolitas son rojas a púrpuras y multicoloreadas, indicando procesos de formación de suelos en llanuras de inundación aluvial. Como las lodolitas predominan claramente sobre las arenitas, se cree que se trata de ríos anastomosados en llanuras fluviales distales y llanuras costeras. Se encuentran capas de carbón y acumulaciones de moluscos en capas de bioesparita que indican ambientes costeros. Las arenitas intercaladas son de grano fino a muy fino, lodosas y excepcionalmente son de grano medio.

FORMACIÓN SOCHA INFERIOR: Esta unidad se encuentra compuesta predominantemente por areniscas, en el intervalo comprendido entre los 3424 y 4080 pies (Figuras 54 y 55). Se trata de litoarenitas de grano medio a grueso con intercalaciones menores de lodolitas de colores crema y en menor proporción rojizas y multicoloreadas. El ambiente es nuevamente dominado por ríos trenzados en los que excepcionalmente se preservan los depósitos lodosos de llanura de inundación.

FORMACIÓN GUADUAS: Se encuentra en el intervalo 4080 a 4899. Está compuesta por lodolitas grises con intercalaciones menores de arenisca y de carbón (Figura 56). Las lodolitas están excepcionalmente moteadas por colores rojizos, indicando formación de suelos

en llanuras costeras. La mayoría de las lodolitas corresponden a depósitos de ciénagas durante un período transgresivo, pero también se han documentado lodolitas marinas de offshore con foraminíferos.

Sucesión estratigráfica y ambientes de depósito de las unidades perforadas en el pozo Bolívar-1

FORMACIÓN GUADUAS: El pozo inicia la perforación en la Formación Guaduas, cuya litología es comparable con la del pozo Corrales-1. La unidad se encuentra en el pozo Bolívar desde la superficie hasta los 1723 pies (Figura 57).

ALOFORMACIÓN GUADALUPE SUPERIOR: En el intervalo de 1723 a 2281 pies. Se trata de una sucesión progradacional con arenitas granocrecientes de grano muy fino a medio (Figuras 58 y 59). En algunos niveles se encuentran capas delgadas y medias de bioesparita arenosa. Las intercalaciones de shales arenosos son comunes. Se trata de ambientes marinos de frente de playa puntuados por superficies transgresivas menores que dan paso episódico a lodolitas de offshore. La unidad es un reservorio potencial, con un sello muy efectivo en las lodolitas y arcillolitas de la Formación Guaduas.

ALOFORMACIÓN GUADALUPE MEDIO: En el intervalo entre 2281 y 2946. Incluye shales con intercalaciones menores de biomicritas (Figura 59) depositadas en ambientes marinos de offshore.

ALOFORMACIÓN GUADALUPE INFERIOR: En el intervalo 2946 a 3600, incluye arenitas de grano muy fino y fino con intercalaciones menores de shales. Las arenitas son fosilíferas y se encuentran intercaladas con bioesparitas arenosas. La sucesión es progradacional (gradualmente somerizante), puntuada por intercalaciones de shales de offshore depositados durante intervalos transgresivos menores. La unidad es reservorio y fue cañoneada en varios intervalos. El sello es la Aloformación Guadalupe Medio. (Figura 60).

ALOFORMACIÓN CHIPAQUE: Se trata de shales con intercalaciones menores de biomicritas en el intervalo 3600 hasta el final del pozo. Excepcionalmente se encuentran intercalaciones en capas delgadas y medias de bioesparita arenosa. El ambiente de depósito es marino de offshore durante un período transgresivo y de alto nivel. Las bioesparitas arenosas se depositaron durante regresiones menores y las biomicritas durante intervalos en los que se disminuyó significativamente el aporte de partículas terrígenas por ascenso del nivel relativo del mar.

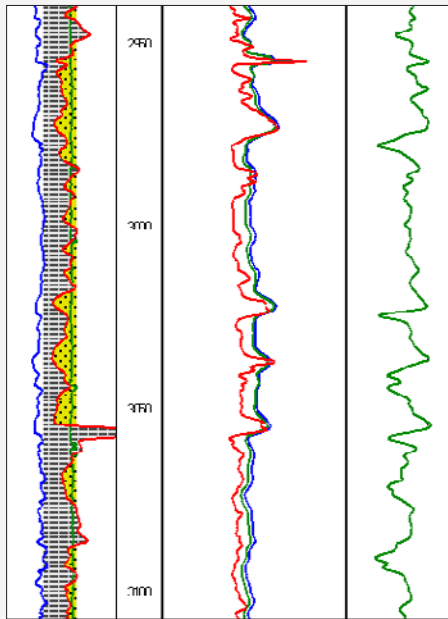


Figura 53. Pozo Corrales-1. Litología típica de lodolitas con intercalaciones menores de arenitas lodosas de la Formación Socha Superior (Eoceno Inferior).

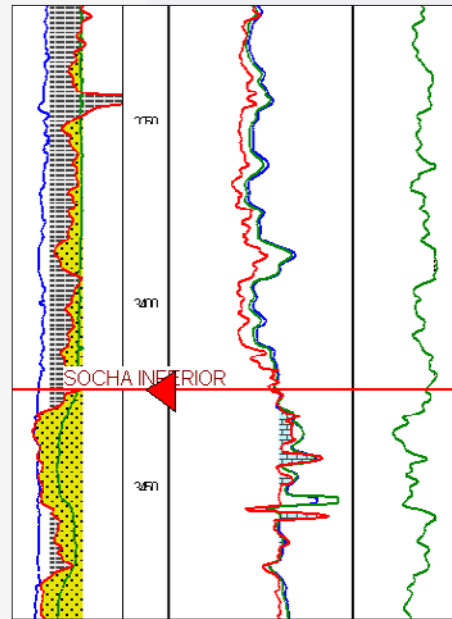


Figura 54. Pozo Corrales-1. Parte baja de las lodolitas arenosas de la Formación Socha Superior (Eoceno Inferior) y parte alta de las areniscas de la Formación Socha Inferior (Paleoceno Superior).

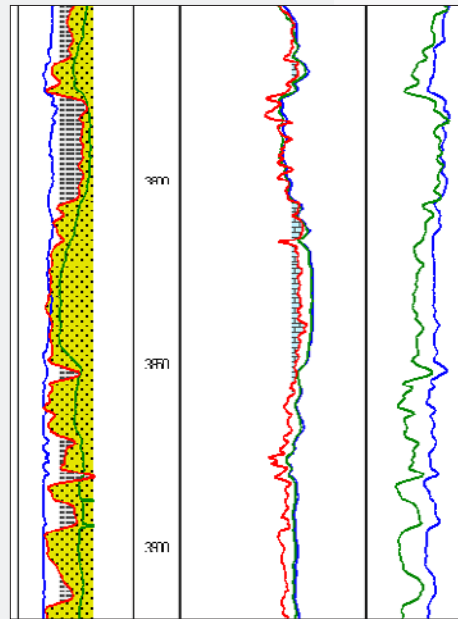


Figura 55. Litología típica de areniscas de la Formación Socha Inferior (Paleoceno Superior) del pozo Corrales-1. Las areniscas corresponden a depósitos de canal (trenzado) y las escasas lodolitas a depósitos asociados de llanura de inundación.

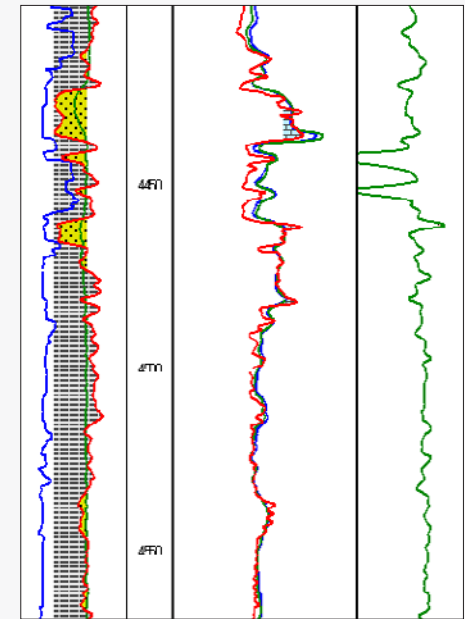


Figura 56. Lodolitas grises con intercalaciones menores de arenitas típicas de la Formación Guaduas en el pozo Corrales-1.

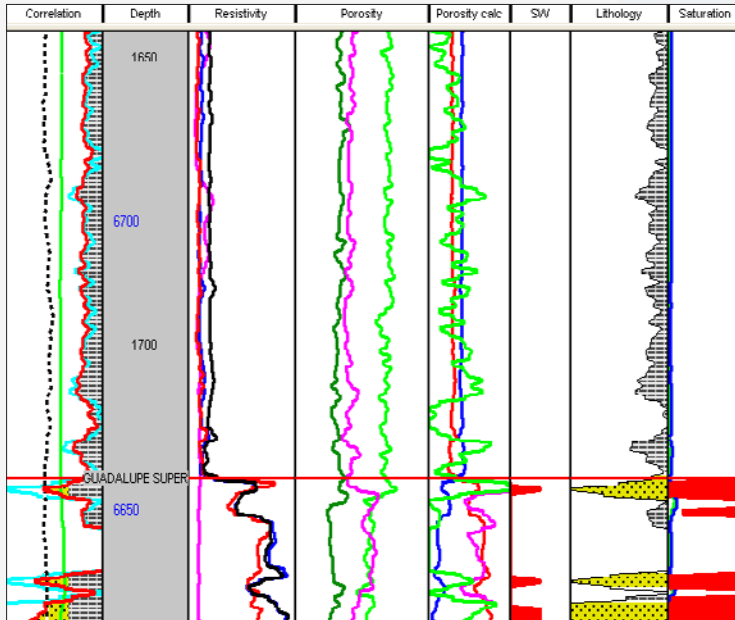


Figura 57. Pozo Bolivar-1. Base de la Aloformación Guadalupe Superior (Maastrichtiano Superior) y tope de la Aloformación Guadalupe Medio (Maastrichtiano Inferior).

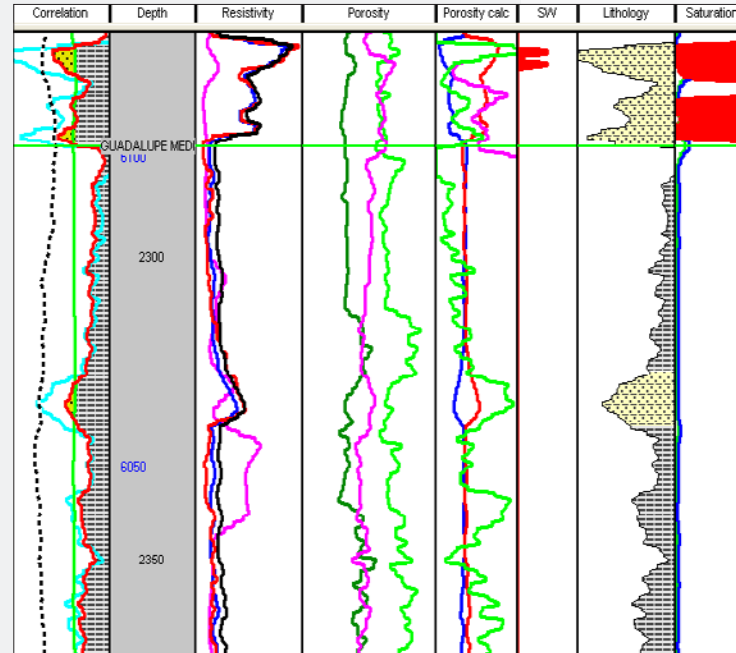


Figura 59. Pozo Bolivar-1. Parte baja de las arenitas de la Aloformación Guadalupe Superior (Maastrichtiano inferior) y parte alta de los shales de la Aloformación Guadalupe Medio (Campaniano Superior).

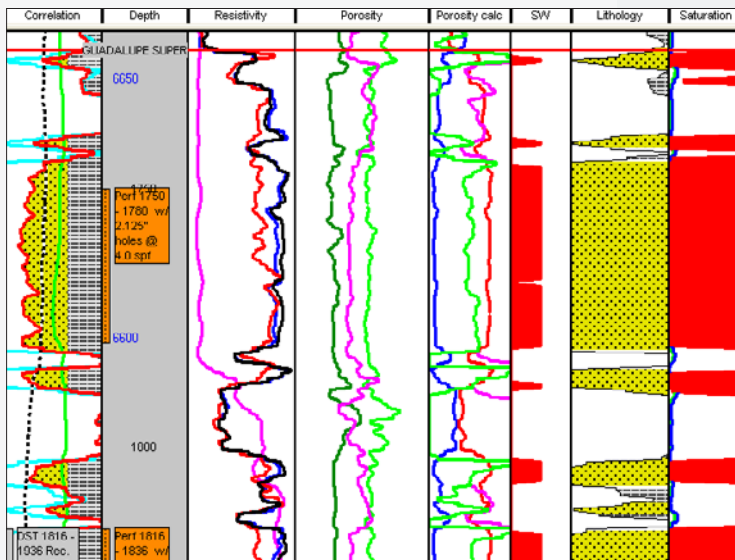


Figura 58. Pozo Bolivar-1. Parte alta de la Aloformación Guadalupe Superior (Maastrichtiano Inferior).

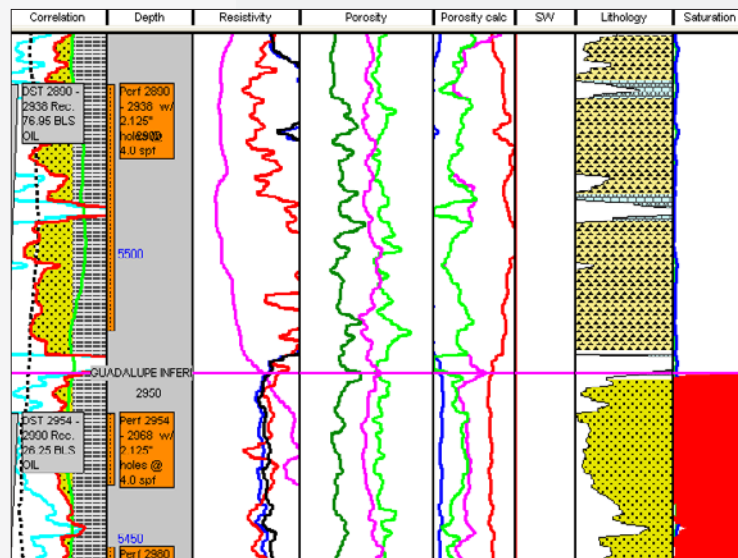


Figura 60. Pozo Bolivar-1. Parte alta de las arenitas de la Aloformación Guadalupe Inferior (Campaniano Temprano) y cherts fracturados de la parte baja de la Aloformación Guadalupe Medio (Campaniano Tardío).

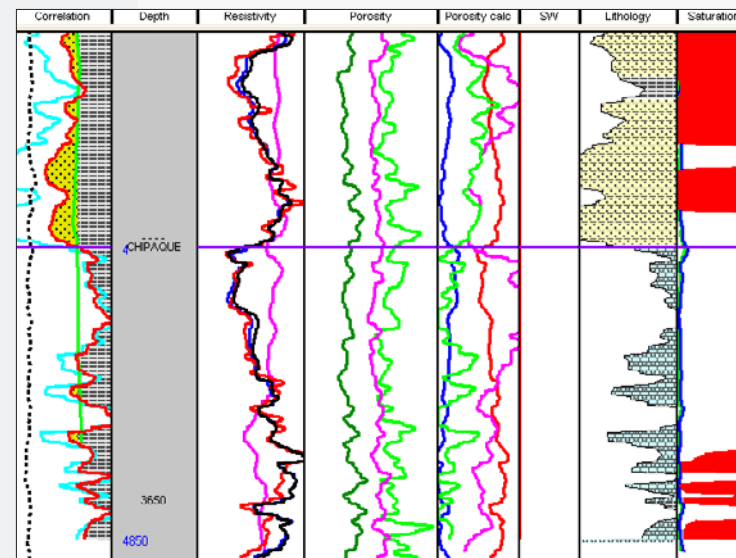


Figura 61. Pozo Bolivar-1. Parte baja de la Aloformación Guadalupe Inferior (Campaniano Temprano) y tope de la Aloformación Chipaque (Santoniano).

Capítulo 6

Geoquímica orgánica del Bloque Soapaga

Modelamiento 1D en el Área de Soapaga

Se emplearon los datos geoquímicos de los pozos Corrales-1 y Bolívar-1 para generar modelos 1D de generación de hidrocarburos, calibrados con los datos de madurez (Ro y/o Tmax) obtenidos a partir de muestras de zanja. Para realizar los modelos se procedió a crear un modelo geohistórico a partir de los modelos de evolución tectónica, estratigráfica y estructural del área, el cual fue alimentado con parámetros geoquímicos de calidad de las rocas generadoras y un modelo de historia térmica basado en la evolución tectónica del área.

Para evaluar el grado de validez del modelo generado, se han comparado y calibrado los datos de madurez disponibles en los pozos, con la curva de madurez de Tmax y/o reflectancia de vitrinita (%Ro) obtenida del modelo, hasta encontrar el mejor ajuste entre los datos. Los modelos 1D fueron generados empleando el programa PetroMod 1D Express de Integrated Exploration Systems (IES).

Seudopozo en el depocentro del pozo Corrales-1

El pozo Corrales-1 fue perforado en los alrededores del municipio del mismo nombre, muy cerca de la Falla de Soapaga, en el depocentro de la pequeña cuenca de antepaís generada por el Macizo de Floresta. Debido a que este pozo perforó únicamente secuencia terciaria, de la Formación Concentración a la Formación Guaduas, fue necesario completar el modelo geohistórico (Figura 62) para el seudopozo en el depocentro, con la información estratigráfica del mapa geológico y la interpretación sísmica realizada del área, para posteriormente proceder con la generación de un modelo de generación 1D que permitiera establecer la evolución de las rocas generadoras en esta parte del área de estudio. En la tabla 10 están resumidos los parámetros de entrada del modelo de generación.

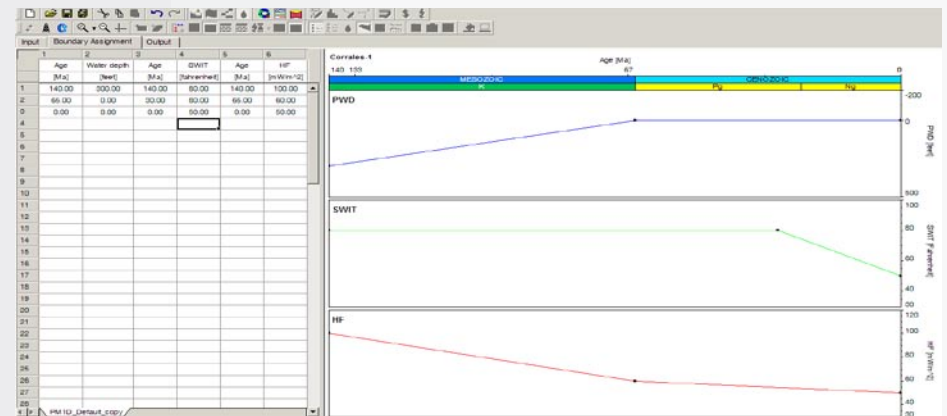


Tabla 10. Parámetros de entrada del modelo de generación.

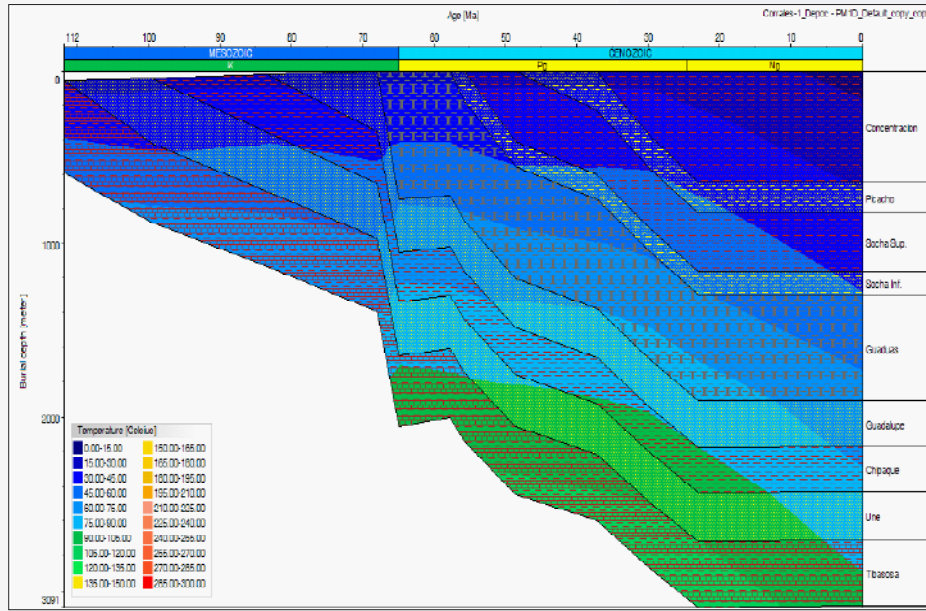


Figura 62. Modelo geohistórico del depocentro del pozo Corrales-1.

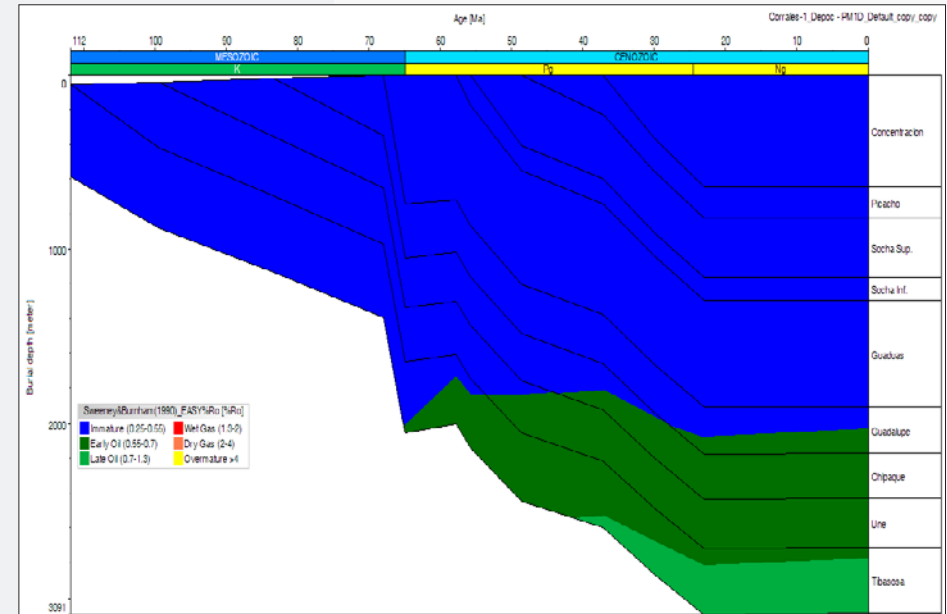


Figura 64. Modelo de madurez termal del depocentro del pozo Corrales-1.

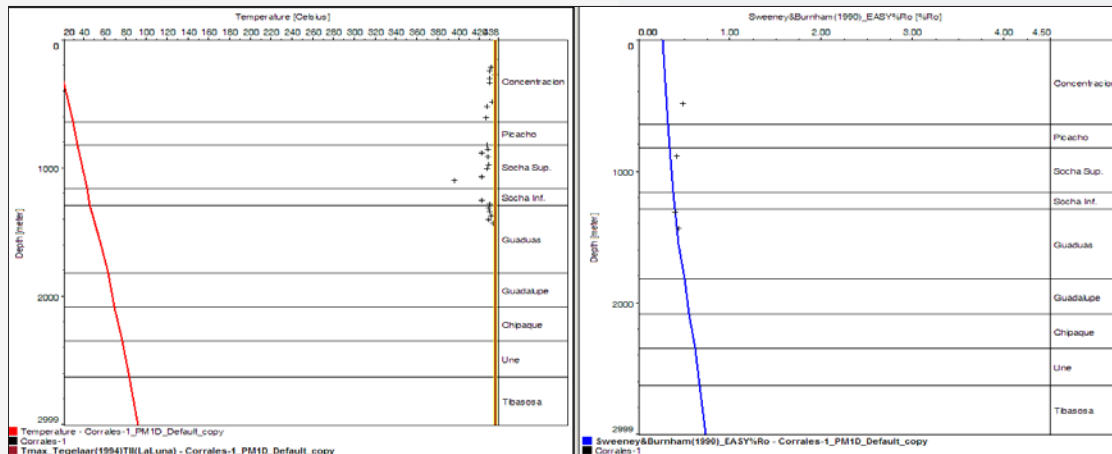


Figura 63. Calibración de madurez del modelo 1D del depocentro de Corrales-1, con los datos obtenidos a partir de las muestras de zanja del pozo.

En la Figura 63 se observa el ajuste entre los parámetros de madurez Tmax y reflectancia de vitrinita (%Ro) calculados contra los datos medidos en las muestras de pozo (cruces negras). El mejor ajuste se observa con los datos de reflectancia de vitrinita, en el caso de los valores de Tmax y %Ro todas las muestras tomadas en el pozo son inmaduras.

Siendo este el modelo de mejor ajuste con los datos de madurez existentes para el pozo Corrales-1, se considera como el escenario más probable de generación para el depocentro inmediatamente al Este del Macizo de Floresta, el cual sugiere que las rocas del Cretácico Inferior (Formación Tibasosa) pudieron entrar a ventana de generación de hidrocarburos a finales del Cretácico durante un periodo de gran subsidencia relacionado con el depósito de las Formación Guaduas, y desde este momento hasta hace unos 23 millones de años este depocentro continuó subsidiendo, momento en el cual la secuencia sedimentaria alcanzaría su máximo enterramiento y la secuencia de rocas cretácicas su mayor grado de madurez térmica, encontrándose la mayor parte de esta secuencia en ventana temprana de generación y la Formación Tibasosa en una etapa tardía de madurez para hidrocarburos líquidos (Figura 64).

Sin embargo, la detención en la generación de espacio para acomodar sedimentos desde el depósito de la Formación Concentración, hace que desde ese momento el grado de madurez de las rocas sea el mismo, lo que da lugar a un estancamiento en la tasa de transformación de la materia orgánica. Como resultado de esto los valores de transformación no siguen aumentando, alcanzando valores máximos de 7% en la parte inferior de la Formación Tibasosa y disminuyendo progresivamente hasta prácticamente cero en la Formación Chipaque. Esto a su vez indica que una fracción muy pequeña de la materia orgánica se ha podido transformar en hidrocarburo para ser expulsado y almacenado en las estructuras presentes en el área.

Sin embargo, ante los pocos datos de calidad de la materia orgánica que hay disponibles de las rocas con potencial generador presentes en el área, no es posible estimar los volúmenes que pudieran haber sido expulsados y por lo tanto no hay forma de determinar si pueden ser suficientes para llenar o no las estructuras observadas en el área de Soapaga.

Resultados del modelo del pozo Bolívar-1

Teniendo en cuenta la cercanía entre el pozo Bolívar-1 y el pozo Corrales-1 se han empleado los mismos parámetros de entrada del modelo de generación para el pseudopozo del depocentro de Corrales-1. Y debido a que en el pozo Bolívar la secuencia perforada es esencialmente cretácica, de la Formación Guaduas hasta la Formación Chipaque, su modelo de enterramiento fue complementado, para la secuencia suprayacente terciaria, con el mapa geológico y los datos estratigráficos del pozo Corrales-1. El modelo geohistórico correspondiente se observa en la Figura 65.

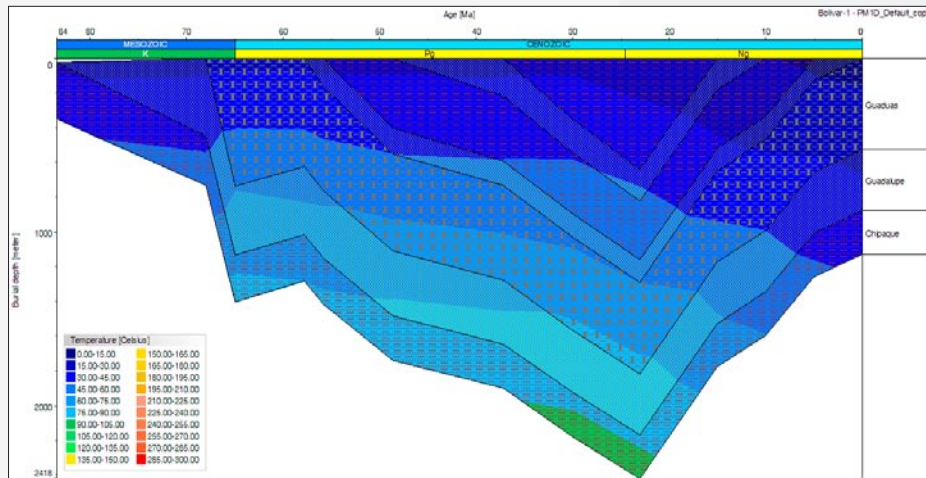


Figura 65. Modelo de enterramiento del pozo Bolívar-1.

En este modelo de enterramiento se observa que la secuencia alcanza al igual que en el caso del depocentro del pozo Corrales-1 su máximo enterramiento a los 23 millones de años y a partir de este momento comienza un proceso de levantamiento que da lugar a la estructura anticlinal en que fue perforado el pozo, y la erosión de prácticamente todos los sedimentos terciarios.

En la figura 66 se observa el ajuste entre los parámetros de madurez Tmax y reflectancia de vitrinita (%Ro) calculados contra los datos medidos en las muestras de pozo (cruces negras). El mejor ajuste se observa con los datos de reflectancia de vitrinita, en el caso de los valores de Tmax y %Ro todas las muestras tomadas en el pozo son inmaduras.

Siendo este el modelo de mejor ajuste con los datos de madurez termal de las rocas, en especial con los datos de reflectancia de vitrinita (%Ro), sugiere que las rocas generadoras

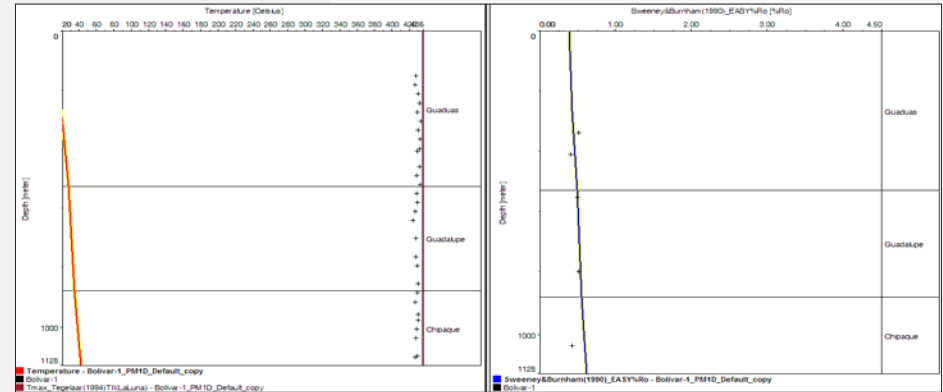


Figura 66. Calibración de madurez del modelo 1D del pozo Bolívar-1, con los datos obtenidos a partir de las muestras de zanja del pozo.

correspondientes a la Formación Chipaque entran a ventana de generación temprana hace 42 millones de años y alcanzan su mayor grado de madurez hace 23 millones de años, y debido al levantamiento que ha sufrido la secuencia desde ese momento, la madurez de la roca ha permanecido prácticamente igual hasta la actualidad con valores inmaduros a ventana temprana de generación (%Ro 0.55 – 0.70) (Figura 67).

Sin embargo y considerando que por debajo de la Formación Chipaque se encuentran rocas con potencial generador como los shales intermedios de la Formación Une, o los shales y carbonatos de la Formación Tibasosa es muy factible que debido a la similitud en la historia de enterramiento con la zona del depocentro del pozo Corrales-1, al menos hasta hace 23 millones de años, las rocas del Cretácico Inferior debieron haber alcanzado condiciones de madurez termal similares a las estimadas en el depocentro adyacente al Oeste en dirección al Macizo de Floresta.

Los datos de producción del pozo Bolívar-1 indican que está produciendo en la Formación Guadalupe, la cual suprayace a la Formación Chipaque y que puede ser la fuente, ya que de acuerdo con algunos estudios (Mello et al, 1995) se ha indicado una correlación entre el crudo encontrado en el pozo y los extractos de la formación denominada por ellos como Conejo, nomenclatura más apropiada para el área Arcabuco-Villa de Leiva, que para la de Soapaga, pero que equivale temporalmente con la Formación Chipaque.

Sin embargo no se puede descartar carga a partir de la Formación Tibasosa, que se encuentra por debajo de estas formaciones, y tiene igualmente facies generadoras probablemente más maduras que las de la Formación Chipaque y que son suprayacidas por las areniscas de la Formación Une.

Secuencia de eventos en el Área de Soapaga

En la Figura 68, se presenta la carta de los eventos estratigráficos y estructurales, que han influenciado la evolución de los sistemas petrolíferos del área de Soapaga. En esta se

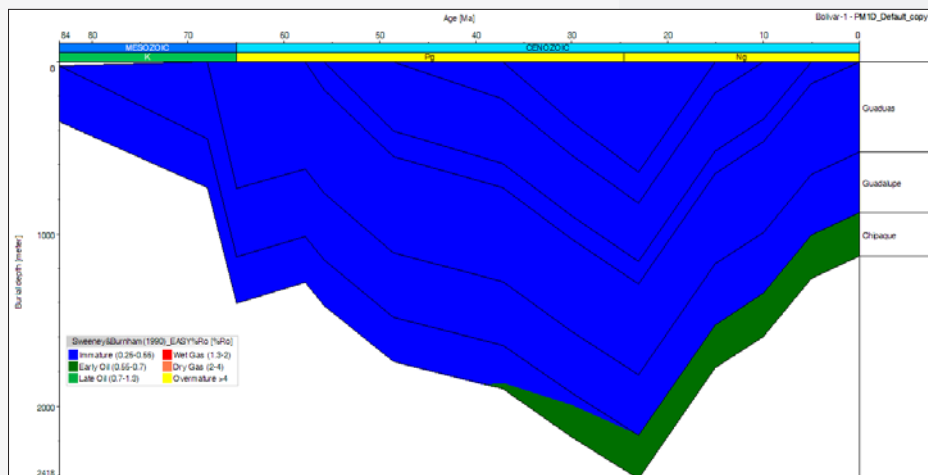


Figura 67. Modelo de madurez termal del pozo Bolívar-1.

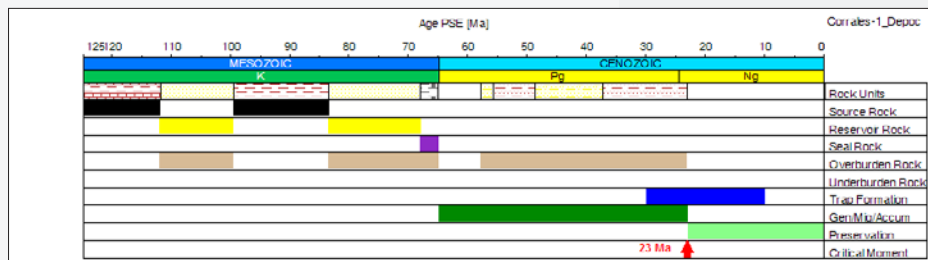


Figura 68. Carta de eventos del área de Soapaga

observa que el momento crítico para la preservación de los hidrocarburos comienza a los 23 millones de años, inmediatamente después de alcanzar el mayor enterramiento las rocas cretácicas depositadas en este sector de la cuenca, y que este periodo se sobrepone con un periodo de deformación activa que da lugar a la estructura del pozo Bolívar-1 y algunas otras en la zona de Soapaga. También se observa que hay parcialmente un sincronismo positivo entre la fase final de generación de hidrocarburos y la formación de las trampas entre los 23 y 30 millones de años, que favorecería la acumulación de hidrocarburos, aunque la fase de deformación desarrollada entre los 10 y 23 millones de años puede haber dado lugar a la destrucción o transformación de las estructuras más tempranas, lo cual puede dar lugar a procesos de remigración en el área de Soapaga.

De todas maneras es importante anotar, que el hecho de que hace 23 millones de años se haya alcanzado el mayor grado de madurez de las rocas generadoras, no implica que estas hayan dejado de producir hidrocarburos, sino que los procesos de transformación de la materia orgánica se desarrollan a tasas mucho más lenta.

Capítulo 7

Procesamiento sísmico

Se realizó la revisión y generación de datos preapilado migrados en tiempo, para lo cual se llevaron los diferentes grupos de datos sísmicos 2D a través de un esquema de procesamiento consistente, permitiendo una mejor visualización de estructuras tales como la falla Soapaga, la cual tiene una orientación Norte- Sur. Las líneas sísmicas 2D fueron registradas con orientación Oriente-Occidente con respecto a la Falla de Soapaga, con excepción de la línea ANH-2005-01, la cual fue registrada en sentido Norte-Sur, siguiendo la orientación del sistema de fallas. La información sísmica 2D está dividida en seis grupos de datos y de parámetros de registro, tal como se enumera a continuación: ANH-SP-2005, PAZ DEL RIO-88, PAZ DEL RIO-89, LAGUNA-94, LAGUNA-95 Y TUNJA-1993.

Las pruebas iniciales y la secuencia de procesamiento aplicada permitieron el adecuado tratamiento de efectos cercanos a la superficie debidos a las variaciones en elevación características de la zona y a la capa meteorizada, y permitieron generar migraciones finales a un *datum* uniforme de 4000 metros. El procesamiento inicial de estos datos fue realizado por diferentes compañías a diferentes tiempos y generaron como producto final migraciones post-apilado. Cabe resaltar como los productos generados del procesamiento inicial parecen tener una baja migración y están procesados a diferentes frecuencias y *datums*. Además, las polaridades parecen ser diferentes.

Todo el procesamiento fue llevado a cabo en base a un datum flotante, el cual usa un radio de 1 kilómetro sobre el cual es calculada la elevación promedio de cada estación, referenciada al datum variable. Por último, la migración pre apilado final es llevada a un datum fijo de 4000 metros. La ubicación de las líneas reprocesadas dentro del bloque Soapaga se puede observar en la Figura 69., mientras en la Figura 70 se resaltan las líneas utilizadas para la explicación de los diferentes pasos de procesamiento.

Procesamiento enfocado a rayos

El software para procesamiento sísmico Seisup utiliza el algoritmo Kirchhoff para la realización de la migración preapilado en tiempo, el cual es efectivo al enfocar la energía en su posición correcta, sin comprometer la información de amplitud y fase. Este software permite tomar en cuenta las variaciones de velocidad con el espacio y el tiempo, calcula los tiempos de viaje a partir de una ecuación de *raíz cuadrada doble* (Trazado de rayos rectos o rayos curvos) y mantiene la integridad de las amplitudes a partir de correcciones en fase y amplitud.

Software

SeisUP, software desarrollado por GeoCenter, Inc., es un sistema de procesamiento sísmico totalmente interactivo, adecuado a todos los estándares de la industria, diseñado específicamente para el procesamiento de grandes volúmenes de datos sísmicos 2D y 3D, tanto de tierra como marinos. SeisUP ofrece un procesamiento optimizado en paralelo en redes o clústeres de estaciones separadas, computadores con memoria compartida SMP y sistemas multiprocesador con arquitecturas de memoria distribuida. SeisUP no es una fami-

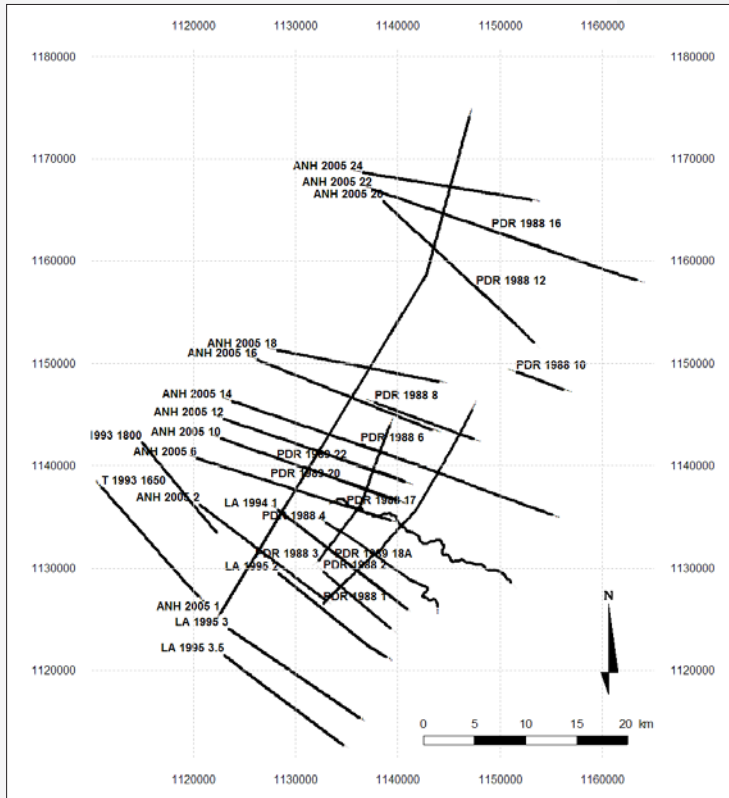


Figura 69. Mapa de líneas reprocesadas del proyecto.

lia de sistemas desarrollados independientemente sino un solo sistema de procesamiento de datos sísmicos desarrollado bajo el principio de un software integrado y unificado.

Características especiales

- Unix, Linux, Mac OS and Windows.
- Procesamiento interactivo simultáneo y por lotes.
- Representación grafica de la construcción de flujos de procesamiento y visualización de la historia total de procesamiento.
- Entrada de parámetros por tablas de datos multi-dimensionales.
- Menús e iconos desplegable a partir de controles de usuario.
- CGM+: Sistema de ploteo acorde con los estándares de la industria.
- Sub-sistema de manejo de tapes para librerías de gran tamaño.
- Interface grafica de usuario java
- Amplio ambiente de desarrollo.

Hardware

- 4 Estaciones de trabajo bajo plataforma Linux
- 2 x 2: Unidades de lectura para DVD y CD
- 2 Terabytes de almacenamiento en disco
- Unidades de lectura para DLT, 8mm y cintas 3490

Líneas reprocesadas y parámetros de adquisición

La Tabla 11 y Tabla 12 son un resumen de las líneas re-procesadas del proyecto Soapaga y de los parámetros de adquisición más relevantes que influencia la calidad de los datos sísmicos.

Procesamiento

Pruebas realizadas

Para definir la secuencia básica de procesamiento de los datos sísmicos se realizaron diferentes pruebas sobre los parámetros de procesamiento:

- Recuperación de amplitud. Se probaran funciones de ganancia, así como compensación por divergencia esférica y compensación por atenuación inelástica.
- Filtro F-K y filtrado en frecuencia para eliminación de ruido coherente.
- Pruebas de Estáticas de Refracción.
- Deconvolución
- Binning . Apilados 2D con diferentes tamaños de bin.
- Deconvolución F-X
- Análisis de velocidades
- Eliminación de Múltiples
- Pruebas de parámetros de Migración
- Filtros y ganancia final

El control de calidad de cada prueba fue realizado tanto a nivel de registro como a nivel de apilado y de este modo se logró obtener una secuencia capaz de mejorar el contenido espectral de la señal, atenuar una buena parte de las diferentes fuentes de ruido y mejorar la continuidad en cada uno de los eventos sísmicos.

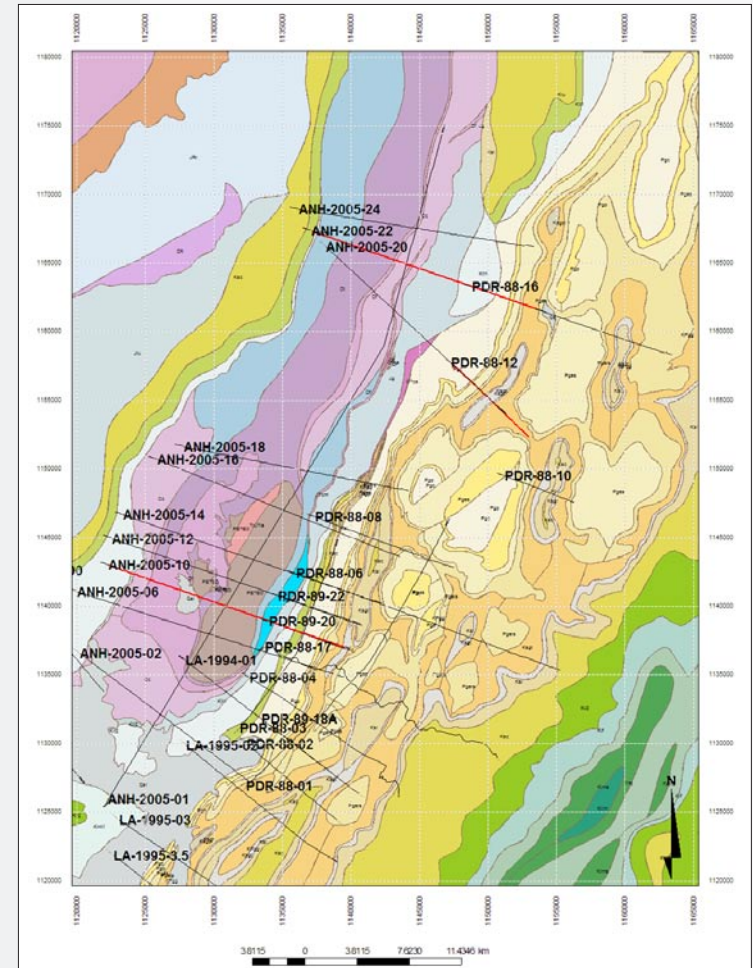


Figura 70. Mapa de líneas reprocesadas del proyecto con geología.

Secuencia de procesamiento

La secuencia final de procesamiento quedó definida de la siguiente manera:

1. Conversión de formato SEG-D a formato Interno SeisUP
2. Editado de fuentes y receptoras
3. Remuestreo de 2 a 4ms con aplicación de filtro anti-alias
4. Definición y asignación de geometría
5. Control de calidad a la geometría e integridad de datos
 - Aplicación de moveout lineal

LINEA	ADQUISICION	FUENTE DE ENERGIA	CARGA	FILTRO	FOLD	INTERVALO DE ESTACIONES (m)	INTERVALO DE FUENTES (m)	TIPO DE TENDIDO
PDR-1988-01	GSI	DINAMITA/						
VIBRO	4 LBS./ 3 VIBRATORS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT		
PDR-1988-02	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-03	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-04	GSI	DINAMITA/						
VIBRO	4 LBS./ 3 VIBRATORS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT-CROOKED LINE		
PDR-1988-06	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-08	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-10	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-12	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-16	GSI	DINAMITA	4 LBS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1988-17	GSI	VIBROSEIS	3 VIBRATORS	8Hz-18DB/0-128Hz-72BD/0	60	25	25	ASSYM-SPLIT
PDR-1989-20	WESTERN	PENTOFLEX	600gr.	8Hz-12DB/0-125Hz-72BD/0	120	20	20	SPLIT SPREAD
PDR-1989-22	WESTERN	PENTOFLEX	600gr.	8Hz-12DB/0-125Hz-72BD/0	120	20	20	SPLIT SPREAD
LA-1994-01	GRANT GEOPHYSICAL	SISMIGEL	3000 grm	11.2Hz-18DB/0-120Hz-72BD/0	50	15	60	SPLIT SPREAD
LA-1995-02	GRANT GEOPHYSICAL	SISMIGEL	3150 grm	11.2Hz-18DB/0-120Hz-72BD/0	25	15	120	SPLIT SPREAD - ROLL ON ROLL OFF
LA-1995-03	GRANT GEOPHYSICAL	SISMIGEL	3150 grm	11.2Hz-18DB/0-120Hz-72BD/0	25	15	120	SPLIT SPREAD - ROLL ON ROLL OFF
LA-1995-03.5	GRANT GEOPHYSICAL	SISMIGEL	3150 grm	11.2Hz-18DB/0-120Hz-72BD/0	25	15	120	SPLIT SPREAD - ROLL ON ROLL OFF
T-1993-1650	WESTERN	PENTOFLEX	2250 grm	OUT - 125 Hz-72BD/0	60	30	60	SPLIT SPREAD
T-1993-1800	WESTERN	PENTOFLEX	2250 grm	OUT - 125 Hz-72BD/0	60	30	60	SPLIT SPREAD
ANH-SP-2005-01	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-02	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-06	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-10	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-12	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-14	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-16	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-18	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-20	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-22	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD
ANH-SP-2005-24	(PGS/							
SISMOPETROL)	SISMIGEL	6300gr.	OUT-200Hz	200	20	40		SPLIT-SPREAD

Tabla 11. Parámetros de adquisición por línea y por programa.

No	PROGRAMA	LINEA	PRIMERA ESTACION	ULTIMA ESTACION	PRIMER CDP	ULTIMO CDP	INTERVALO DE ESTACIONES (m)	INTERVALO DE FUENTES (m)	LONGITUD (Km)
1	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-1	801	3639	1702	7174	20	40	55
2	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-2	801	1657	1711	3250	20	40	15.5
3	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-6	801	1881	1705	3686	20	40	19.8
4	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-10	801	1857	1762	3580	20	40	18.2
5	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-12	801	1861	1726	3572	20	40	18.5
6	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-14	801	1895	1752	3682	20	40	19.3
7	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-16	801	1817	1724	3564	20	40	18.4
8	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-18	801	1757	1755	3365	20	40	16.1
9	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-20	801	1793	1752	3470	20	40	17.3
10	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-22	801	1769	1702	3438	20	40	17.4
11	SOAPAGA 2D 2005	ANH-SP-2005-24	801	1685	1661	3332	20	40	16.7
12	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-01	90	1060	186	2117	25	50	24.2
13	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-02	133	461	234	919	25	50	8.6
14	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-03	133	741	272	1479	25	50	15.1
15	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-04	101	736	206	1470	25	50	15.9
16	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-06	101	901	204	1799	25	50	20
17	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-08	101	515	206	1027	25	50	10.3
18	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-10	115	326	260	649	25	50	5.0
19	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-12	101	417	206	831	25	50	7.8
20	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-16	101	701	205	1399	25	50	14.9
21	PAZ DEL RIO 88	PDR-1988-17	101	1163	206	2162	25	50	26.5
22	PAZ DEL RIO 89	PDR-1989-18A	101	300	201	598	30	30	5.9
23	PAZ DEL RIO 89	PDR-1989-20	100	400	202	800	20	20	6
24	PAZ DEL RIO 89	PDR-1989-22	100	400	202	799	20	20	6
25	LAGUNA-94	LA-1994-01	101	1169	203	2335	15	60	16.0
26	LAGUNA-95	LA-1995-02	500	1397	1009	2789	15	120	13.4
27	LAGUNA-95	LA-1995-03	373	1421	778	2839	15	120	15.5
28	LAGUNA-95	LA-1995-03.5	509	1485	1022	2966	15	120	14.5
29	TUNJA-93	T-1993-1650	187	698	383	1334	30	60	14.3
30	TUNJA-93	T-1993-1800	133	549	280	1044	30	60	11.5
TOTAL									483.6

Tabla 12. Longitud de las líneas reprocesadas

Nota: la relación Shot Point/CDP para todas las líneas es: CDP = SP x 2.

- Mapeo de la ubicación Fuente-Receptor
 - Mapeo del bin
 - Mapa de distribución de Fold
6. Estáticas de Refracción
- Datum: 4000m
 - Velocidad de reemplazamiento: 3400m/s

- Apilado bruto
- Corrección por divergencia esférica
 - Corrección con función de velocidad rms
- Corrección de amplitud consistente en superficie
 - Componentes Fuente, Receptor, Offset
- Filtro tipo Notch – 60Hz
- Deconvolución predictiva fase mínima
 - Longitud del operador: 240ms
 - Longitud de predicción: 12ms
 - Pre-Whitening: 0.01%
 - Ventanas de diseño: 2
- Editado automático de Spikes
- Aplicación de NMO y apilado
- Análisis de velocidad
 - Intervalo de 1 km
- Calculo y aplicación de estáticas residuales consistentes en superficie
 - Numero de trazas usadas en la correlacionar cruzada: 9
 - Máximo shift de correlación: 40ms
 - Ventana: 300-4000ms
- Análisis de velocidad
 - Intervalo de 1 km
- Aplicación de NMO y apilado
- Calculo y aplicación de estáticas residuales consistentes en superficie
 - Numero de trazas usadas en la correlacionar cruzada: 9
 - Máximo shift de correlación: 40ms
 - Ventana: 300-4000ms
 - Migración pre-apilado en tiempo tipo Kirchhoff
 - Generación de bins para análisis de velocidades cada 1 km
- Análisis de Velocidad PSTM
 - Intervalos de 1km
- Migración pre-apilado en tiempo tipo Kirchhoff
 - Máximo buzamiento: 60°
 - Incremento en offset: 160m.
 - Apertura de migración: 5000m
- Análisis final de velocidad
 - Intervalos de 0.5 km
- Aplicación de NMO y apilado
 - Deconvolución F-X
 - Longitud del filtro: 5 trazas
- Filtro pasa banda: 5/10 – 40/50
- Aplicación de Ganancia: 1000ms

La Figura71 es un diagrama de flujo que resume los pasos seguidos en la secuencia de procesamiento:

Productos finales

Para todas las líneas sísmicas, los productos generados en el re-procesamiento son los siguientes:

1. CDP gathers antes de PSTM
3. CDP gathers despues de PSTM
4. Apilado In-In
5. Apilado Out-Out
6. Sección PSTM In-In
7. Sección PSTM Out- Out
8. Archives CGM de todas las secciones PSTM 2D
9. Velocidades RMS en formato ASCII referenciadas al datum final.
10. UKOOA

BYTES DE UBICACION DE HEADERS

CDP:	ubicado en los bytes 21-24
SP:	ubicado en los bytes 17-20
CDP-X:	ubicado en los bytes 181-184
CDP-Y:	ubicado en los bytes 185-189
Elevación de CDP:	ubicado en los bytes 194-197
STATICAS:	ubicado en los bytes 205-208
FOLD:	ubicado en los bytes 209-212

Principales rutinas de procesamiento

A continuación se presenta una breve explicación de las principales rutinas de procesamiento usadas en este trabajo de re-procesamiento sísmico. La Figura es un ejemplo de un disparo de campo de la línea ANH-2005-10.

Correcciones por divergencia esferica

El modulo SPER, de SeisUP, permite realizar una compensación por perdidas de amplitud debidas al avance del frente de onda, para lo cual asume un medio estratificado horizontal. La corrección es proporcional al reciproco del radio del frente de onda esférico.

SPER puede aplicar correcciones basadas en offset cercanos, las cuales, en el caso de ondas P-P, puede comportarse de acuerdo a la ecuación $1/[v(t)**2 * t]$ y, en el caso de ondas P-SV, de acuerdo a $Vw/[v(t)**2 * t]$. Además, de ser requerido, se puede aplicar una corrección más rigurosa que toma en cuenta offsets lejanos. Esta última corrección se basa en un trazado de rayos para la determinación de los factores de divergencia (Newman, P., 1973). Esta opción no está disponible para ondas convertidas.

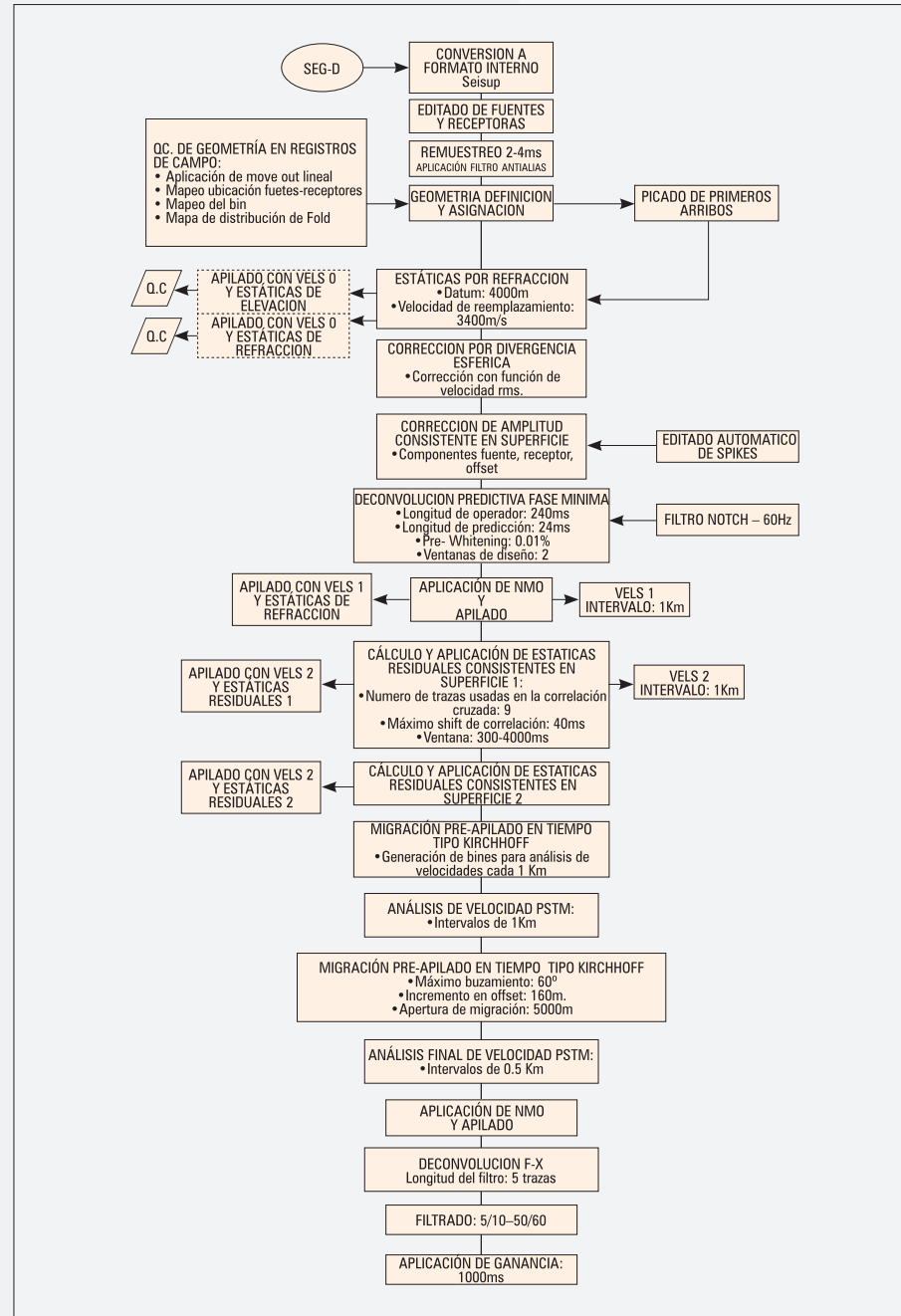


Figura 71. Diagrama de flujo de procesamiento.



Las velocidades requeridas para realizar esta corrección puede ser una sola función de velocidad RMS promediada para cada programa de adquisición. En caso de que se quiera entrar múltiples funciones de velocidad, el modulo interpolara las velocidades y calculara la corrección para cada CMP.

La Figura 73 muestra un ejemplo (línea ANH-2005-10) de un shot de campo después de realizada la corrección por divergencia esférica, a partir de los parámetros seleccionados de las pruebas sobre los parámetros de procesamiento.

Correcciones de amplitud consistentes en superficie

Las correcciones de amplitud consistentes en superficie están basadas en dos módulos principales, SGN1 y SGN2. El programa SGN1 calcula la amplitud media instantánea para cada una de las trazas de entrada. La salida de SGN1 puede ser leída por el modulo SGN2, el cual se encarga de descomponer los datos de amplitud en sus componentes de fuente, receptor, CMP y offset. Además, es posible, mediante una matriz multidimensional, definir la ventana de tiempo a partir de la cual se extraerá la información. La amplitud es medida dentro de este ancho de banda, sin un previo filtrado de los datos.

La Figura 74 muestra un ejemplo (línea ANH-2005-10) de un shot de campo después de realizada la corrección de amplitud consistente en superficie.

Editado de spikes y ruido tipo burst

Típicamente, los spikes son causados por ruido en los instrumentos o errores en las cintas. El ruido tipo burst son amplitudes de larga duración producidos por pasos (humanos o de animales) sobre los geófonos, ruido en el cable, lluvia y viento localizado en ciertas estaciones de geófonos. La herramienta para editado de spikes y ruido tipo burst es capaz de detectar y editar automáticamente muestras de spikes y múltiples muestras de ruido tipo burst. Una vez detectado, el spike es removido a partir de una interpolación con respecto a las muestras adyacentes. El ruido tipo burst es reemplazado por segmentos de traza interpolada a partir de trazas cercanas. El editado de spikes calcula la amplitud media absoluta dentro de una ventana de tiempo. La relación entre cada muestra de amplitud absoluta con respecto a la amplitud media es calculada. Si esta relación es mayor que el umbral definido por el usuario, esta muestra es clasificada como un spike. Esta muestra es reemplazada por una interpolación lineal con respecto a las muestras por encima y por debajo del spike.

El editado de ruido tipo burst implica el cálculo de un promedio móvil con tres muestras a lo largo de cada traza. Este promedio es usado para calcular su relación con la amplitud media de cuatro trazas cercanas. Luego, esta relación es comparada con el umbral definido por el usuario. Si la relación es mayor que la del umbral, esta muestra es marcada como fallida. En este caso, el modulo intenta expandir el ruido con el fin de obtener un bloque de ruido mas continuo usando la mínima longitud del burst como la longitud de la expansión. La Figura 75 muestra un ejemplo (línea ANH-2005-10) de un shot de campo después del editado de spikes y ruido tipo burst.

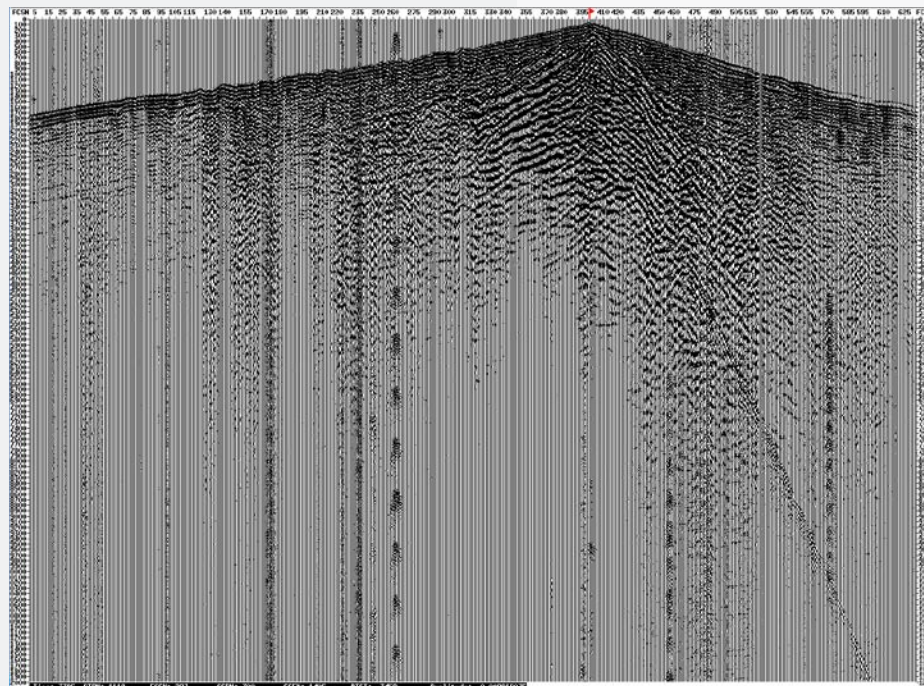


Figura 72. Shot de campo línea ANH-2005-10.

Deconvolución

Los datos sísmicos pueden ser considerados como la convolución entre la señal de la fuente y los instrumentos de registro, geófonos y la respuesta de la tierra. La respuesta de la tierra puede generar efectos indeseables tales como reverberaciones, múltiples y fantasmas. El objetivo de la deconvolución es estimar estas respuestas y aplicar un filtro inverso para su remoción.

El modulo usado en este caso, denominado DECON, permite implementar una deconvolución tipo Weiner-Levinson (Robinson, E.A., Trietel, S., 1980) o por máxima entropía (Burg, J.P., 1975), en un modo traza a traza o multitraza. DECON permite realizar la deconvolución Wiener-Levinson tipo spiking y predictiva. En caso de ser escogida la deconvolución predictiva, el modulo requiere de la longitud de predicción y de la longitud del operador de deconvolución. En caso de ser seleccionada la deconvolución tipo Spiking, este modulo da la opción de desarrollar tanto una deconvolución en fase mínima, fase cero o solo fase. La Figura 76 muestra un ejemplo (línea ANH-2005-10) de un shot de campo después de aplicar una deconvolución predictiva fase mínima basada en los mejores parámetros seleccionados en las "pruebas de deconvolución".

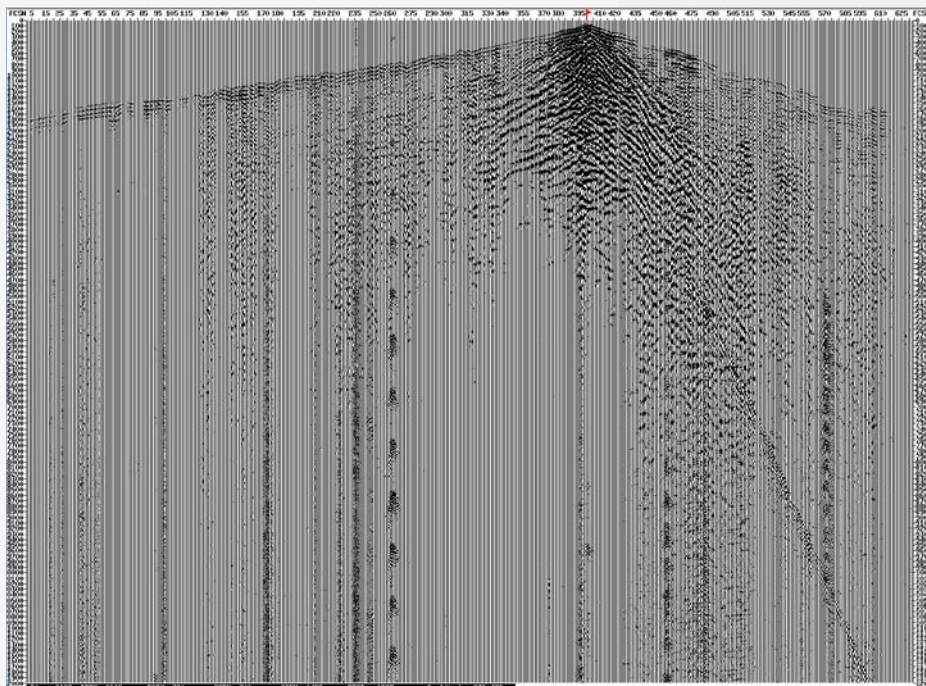


Figura 73. Shot de campo después de la corrección por divergencia esférica, línea ANH-2005-10.

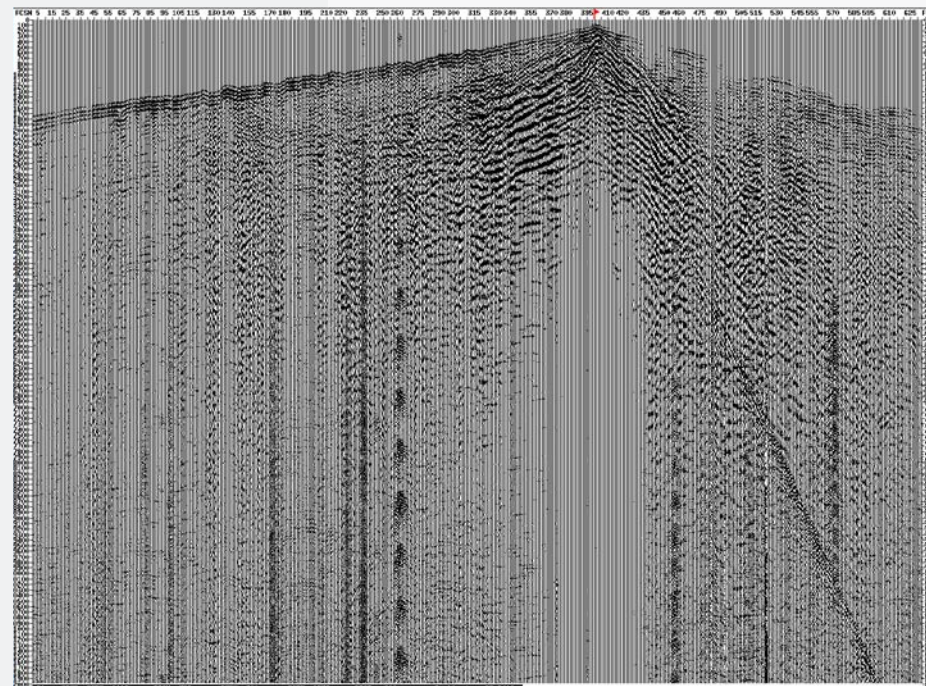


Figura 74. Shot de campo después de la corrección de amplitud consistente en superficie, línea ANH-2005-10.

Pruebas de deconvolución

A continuación se presentan las secciones apiladas de la línea ANH-2005-10 después de aplicadas las pruebas sobre los parámetros de deconvolución sobre estos datos fueron probados diferentes longitudes de operador, distancias de predicción y número de ventanas. Todos los apilados desplegados fueron llevados a cabo con un datum flotante.

- Prueba 1: Deconvolución Spiking con una ventana de diseño. Longitud de operador: 240 ms.
- Prueba 2: Deconvolución predictiva, con distancia de predicción de 8 ms, longitud de operador de 240 ms y una sola ventana de diseño:
- Prueba 3: Deconvolución predictiva, con distancia de predicción de 12 ms, longitud de operador de 240 ms y una sola ventana de diseño:
- Prueba 4: Deconvolución predictiva, con distancia de predicción de 24 ms, longitud de operador de 240 ms y una sola ventana de diseño:
- Prueba 5: Deconvolución predictiva consistente en superficie, con distancia de predicción de 24 ms, longitud de operador de 240 ms y una sola ventana de diseño:
- Prueba 6: Deconvolución predictiva, con distancia de predicción de 24 ms, longitud de operador de 240 ms y dos ventanas de diseño:

Estáticas de refracción

El módulo interactivo para el cálculo de estáticas de refracción de SeisUP genera estáticas tanto para fuentes como para receptoras a partir de modelos en profundidad cercanos a superficie. El usuario puede seleccionar interactivamente los rangos de offsets y hacer un editado de trazas ruidosas. Los picados de primeros arribos y los offsets del refractor son analizados para la obtención de la velocidad del refractor.

Esta velocidad es suavizada y combinada con los tiempos de primeros arribos y con la geometría de adquisición para calcular de forma iterativa soluciones en tiempo para hasta cinco capas refractoras. Estas soluciones de términos en tiempo son invertidas a partir de las velocidades del refractor con el fin de generar un modelo en profundidad de la capa refractora. Las estáticas para fuente y receptor se establecen reemplazando el tiempo desde la superficie hasta la base del modelo con un tiempo basado en la velocidad de reemplazamiento especificada por el usuario. En general, el cálculo y almacenamiento de las estáticas de refracción está comprendido por cinco pasos:

PASO 1: Definición del *offset* para al menos una capa refractora. Esto implica la asignación del número de refractor para cada picado de tiempo dentro del rango de *offset* deseado.

PASO 2: Estimar la velocidad del refractor.

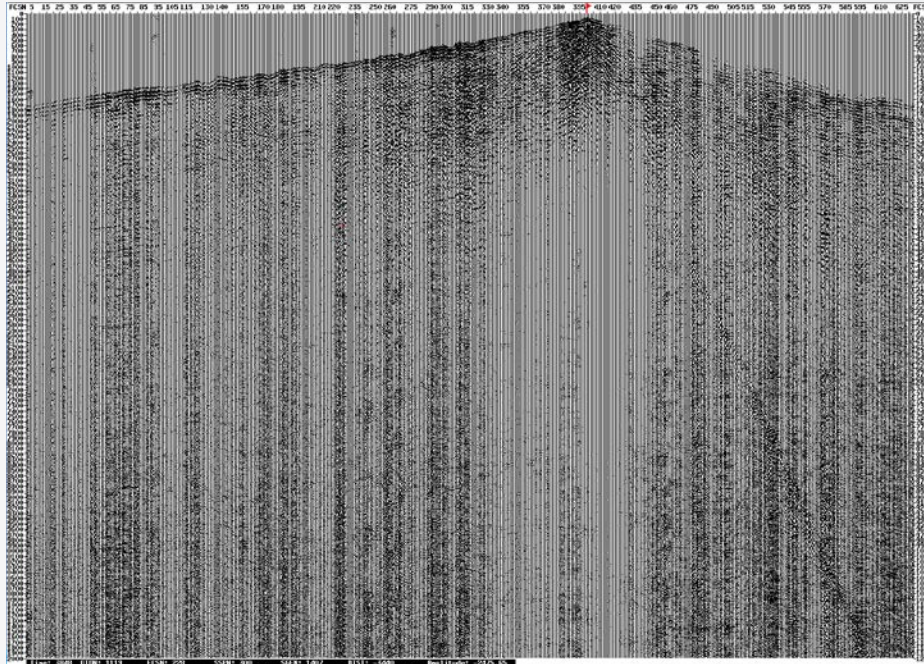


Figura 75. Shot de campo después del editado de spikes y ruido tipo burst, línea ANH-2005-10.

PASO 3: Cálculo de tiempos de retardo. Una vez se tiene disponibilidad de la velocidad del refractor y de v_0 (velocidad de pozo), es posible calcular los tiempos de retardo para fuentes y receptoras.

PASO 4: Cálculo del espesor de capa y de elevación del refractor. El modelo en profundidad cercano a la superficie debe ser calculado a partir de los tiempos de retardo y de las velocidades del refractor. Esto se hace en un modo capa a capa comenzando por la capa más cercana a la superficie y siguiendo hacia abajo. Antes de iniciar cualquier cálculo, la velocidad v_0 es revisada con el fin de detectar valores menores a v_1 para cada shot. De lo contrario, un nuevo valor de v_0 es interpolado con el fin de asegurar que $v_0 < v_1$ en cualquier shot. Las demás velocidades de refractor son verificadas con el fin de la velocidad aumente para cada refractor.

PASO 5: Cálculo de estáticas para fuentes y receptoras. El paso final en el análisis de refracción es el cálculo de las estáticas para fuentes y receptoras, las cuales permitirán llevar estas dos componentes al *datum final*. Estos cálculos comprenden la resta del tiempo de fuentes o receptoras a la base del modelo de refractor y luego adicionar el tiempo para ir de la base del modelo de nuevo hacia la superficie a una velocidad constante especificada por el usuario o la velocidad del refractor de fondo, y finalmente adicionar el tiempo desde la superficie hasta el datum fijo a la velocidad de reemplazamiento. La Figura 73 muestra

un ejemplo (línea ANH-2005-10) de una sección apilada después de la aplicación de las soluciones para las estáticas de refracción.

Estáticas residuales

El módulo para estáticas residuales, MPAS, calcula estáticas consistentes en superficie para datos 2D y 3D usando el concepto de "máxima energía de apilado" descrito por Craerbout and Ronen en Diciembre de 1985, artículo de Geophysycs: "Surface Consisten Residual Statics estimation by stack power maximization" (Vol. 50, No. 12).

La Figura 84 y Figura 85 muestran un ejemplo (línea ANH-2005-10) de una sección apilada después de la aplicación del primer (Figura 83) y segundo (Figura 84) pasó de soluciones de estáticas residuales:

Migración preapilado en tiempo

Las velocidades de apilado dependen del buzamiento de los reflectores, no obstante, una sección apilada no es capaz de preservar la posición real en profundidad de los eventos sísmicos debido a que esta no es una sección cero offset.

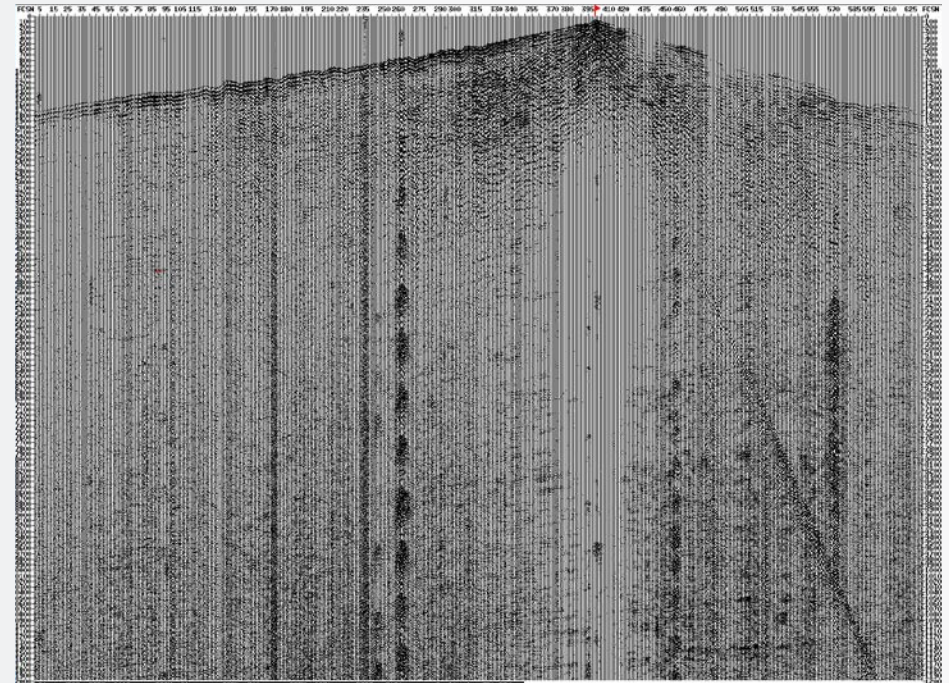


Figura 76. Shot de campo después de deconvolución - línea ANH-2005-10.

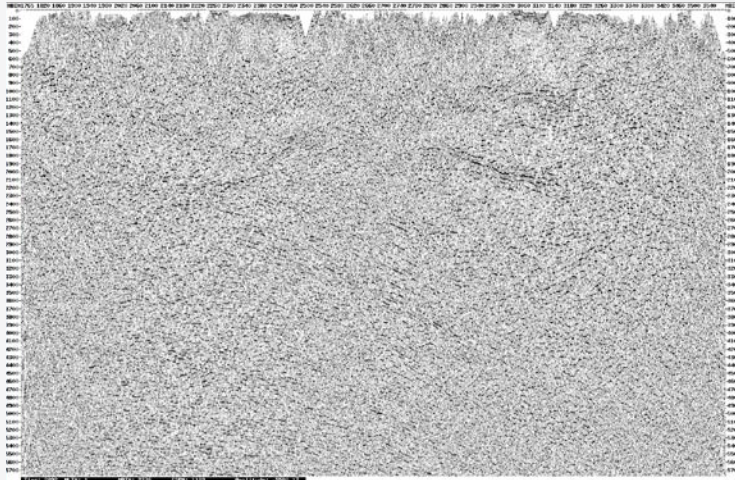


Figura 77. Sección apilada después de la Prueba 1 - línea ANH-2005-10.

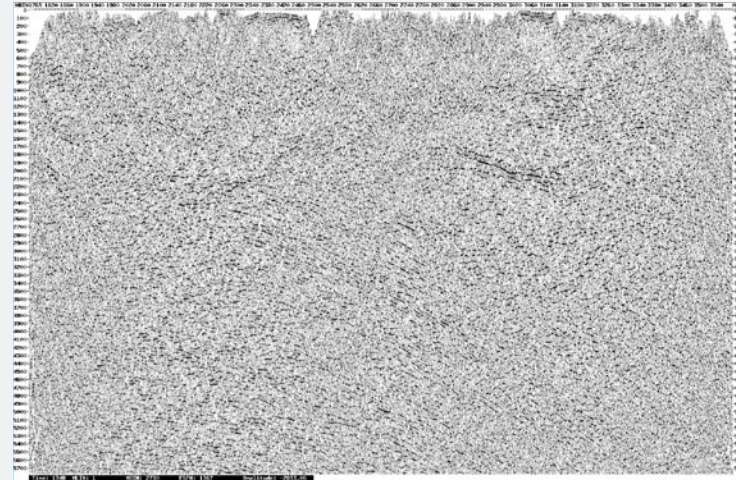


Figura 79. Sección apilada después de la Prueba 3 - línea ANH-2005-10.

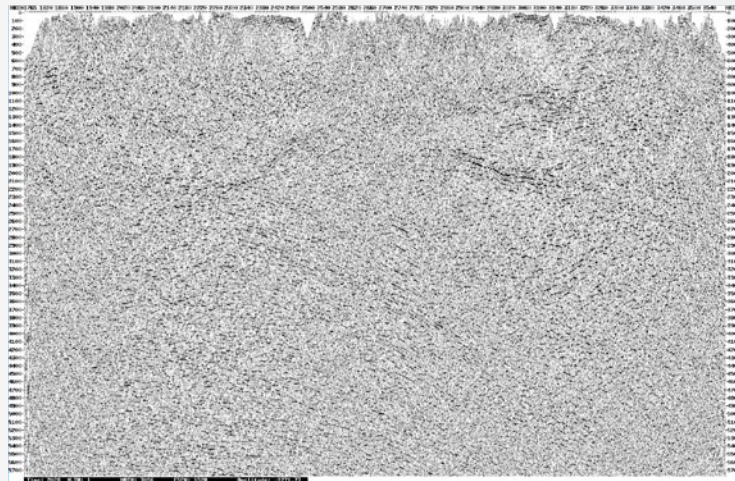


Figura 78. Sección apilada después de la Prueba 2 - línea ANH-2005-10.

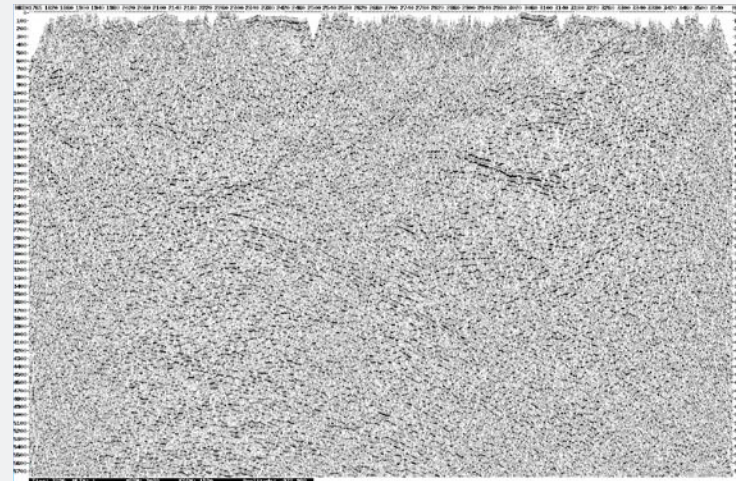


Figura 80. Sección apilada después de la Prueba 4 - línea ANH-2005-10.

Con el fin de resolver este problema, se sugiere migrar los datos sísmicos antes de realizar el apilado (Gardner, G. H. et al., 1986). Aunque la corrección DMO trata de resolver este problema, la migración pre-apilado en tiempo (PSTM) es la solución más robusta, la cual está basada en la suma de amplitudes a través de una curva hiperbólica en tiempo, en coordenadas CMP-Offset:

$$vt = \sqrt{(y+h)^2 + z^2} + \sqrt{(y+h)^2 - z^2}$$

La curvatura hiperbólica depende del campo de velocidad, el cual es una incógnita. Los Gathers son migrados en base a un campo de velocidad constante con el fin de evaluar su efecto sobre la curvatura del reflector, hasta lograr encontrar un campo de velocidad que logre alcanzar una respuesta plana de los reflectores. La PSTM requiere del uso de un campo de velocidad previamente corregido por buzamiento, es por esto que se recomienda aplicar una corrección DMO previa.

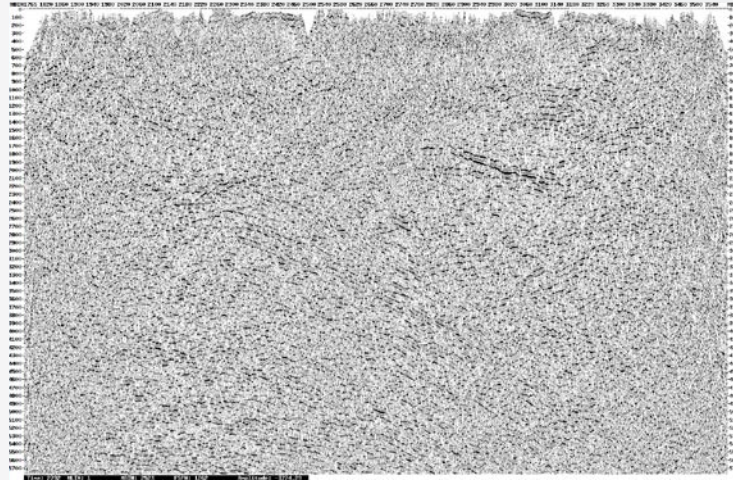


Figura 81. Sección apilada después de la Prueba 5 - línea ANH-2005-10.

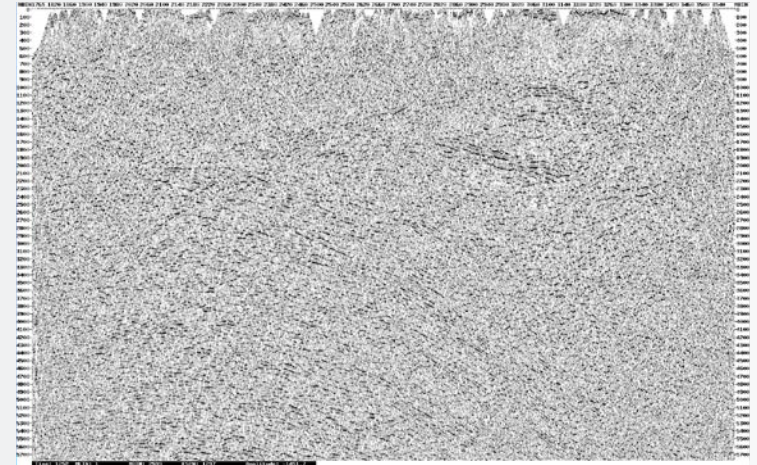


Figura 83. Sección apilada después de estáticas de refracción, línea ANH-2005-10.

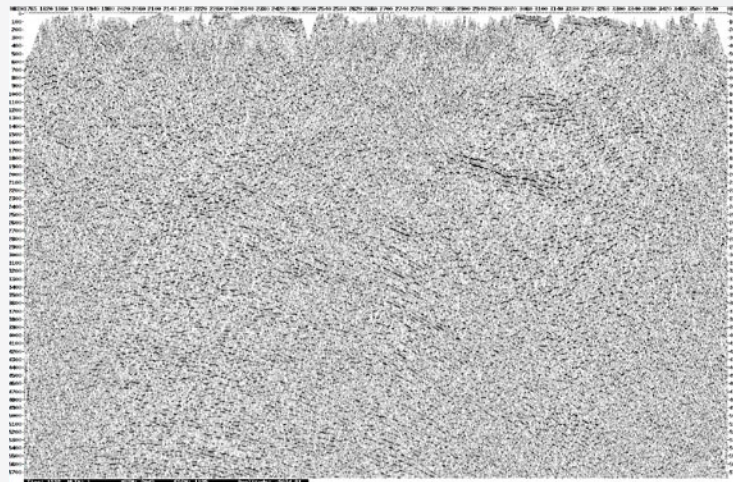


Figura 82. Sección apilada después de la Prueba 6 - línea ANH-2005-10.

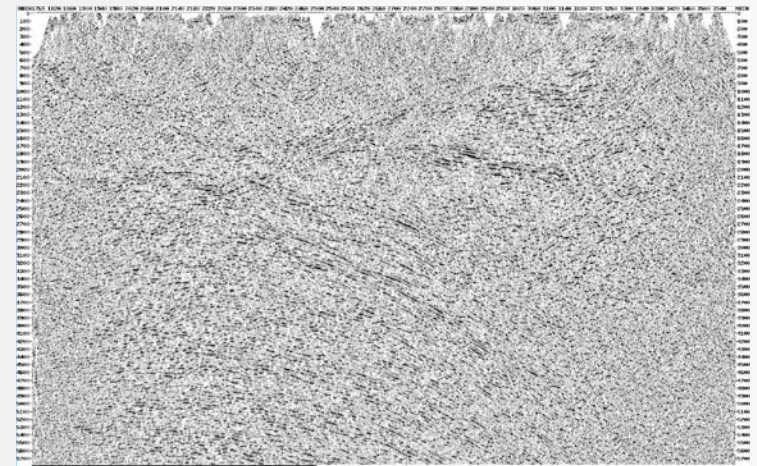


Figura 84. Sección apilada después del primer paso de estáticas residuales, línea ANH-2005-10.

El módulo de SeisUP, PSI3D, permite el desarrollo de migraciones en tiempo post y pre-apilado sobre datos a offset común. Este módulo tiene la capacidad de manejar variaciones verticales y variaciones horizontales de primer orden de velocidad. Los datos a offset común migrados pueden ser reordenados en familias de CMPs con el fin de realizar un análisis residual de velocidad o crear los apilados migrados finales.

La Figura 86 muestra un ejemplo de una sección pre-apilada en tiempo de la línea ANH-2005-10.

Deconvolución f-x

El módulo de SeisUP, FXYDN, es usado para suprimir el ruido aleatorio a partir del uso de una deconvolución F-X. En primer término, las trazas sísmicas son transformadas al dominio de la frecuencia. Para cada frecuencia, se asume que una traza se puede predecir a partir de una combinación lineal de trazas en el área circundante. Este filtro es calculado en base a una ventana especificada por el usuario y usa un algoritmo de predicción lineal complejo tipo Wiener-Levinson. Dado que el ruido aleatorio no es predecible, este puede ser filtrado.

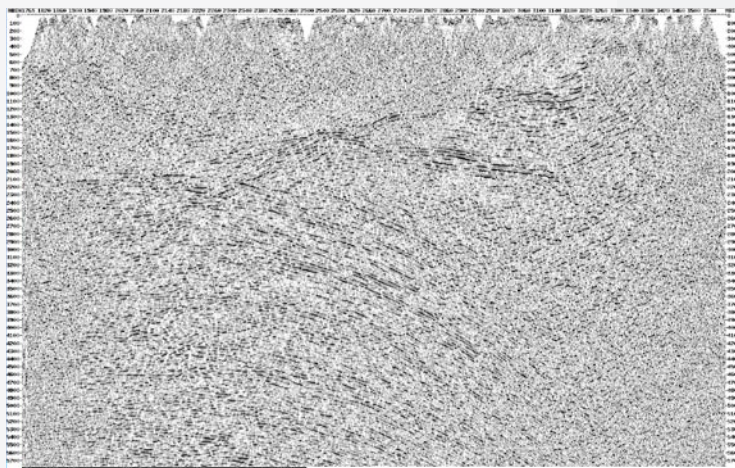


Figura 85. Sección apilada después del segundo paso de estáticas residuales, línea ANH-2005-10.

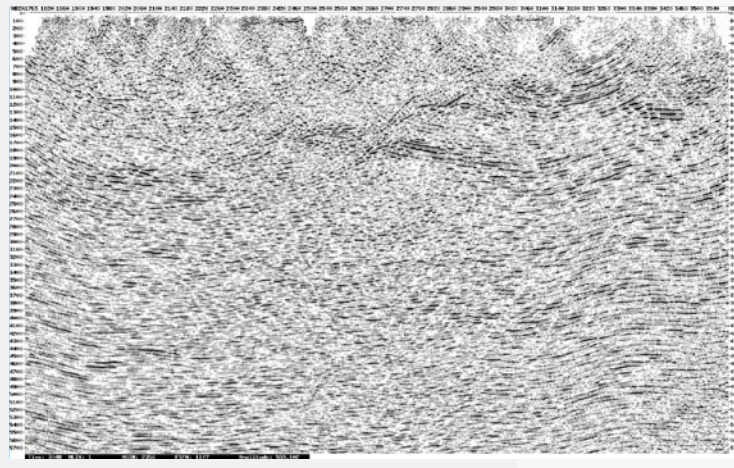


Figura 87. Sección PSTM después de aplicada la deconvolución F-X, línea ANH-2005-10.

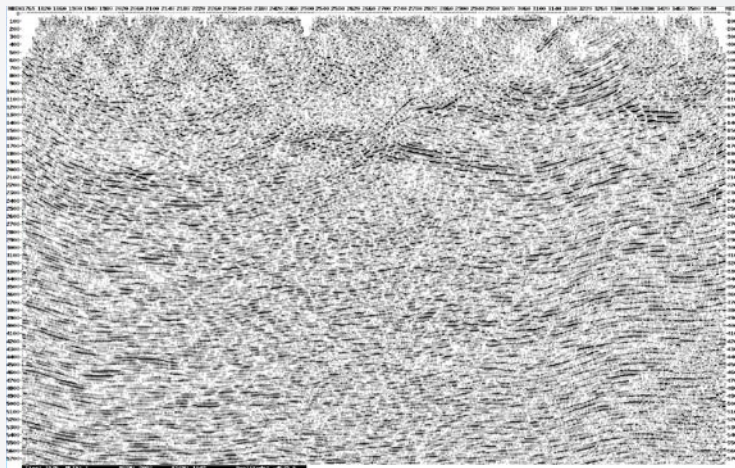


Figura 86. Sección PSTM, línea ANH-2005-10.

La Figura 87 muestra un ejemplo de una sección pre-apilada en tiempo después de la atenuación de ruido aleatorio a partir de una deconvolución F-X.

Sección pre-apilada en tiempo llevada al datum final de 4000m

Tal como se muestra en la Figura 88 (línea ANH-2005-10) todas las secciones apiladas finales fueron llevadas a un datum final de 4000m.

Pruebas de filtrado pasa-banda para visualización

Se llevo a cabo un análisis de filtrado pasa banda con el fin de atenuar el ruido de altas y bajas frecuencias para la visualización final de las secciones PSTM. Estas pruebas se resumen en la Figura 89.

Apilados finales

A continuación se muestran algunas de las secciones PSTM con su respectivo campo de velocidades, generados a partir de la secuencia de procesamiento propuesta.

En general, el procesamiento implementado logra mejorar el contenido de frecuencias y la preservación de las amplitudes, lo cual permite obtener una mejor iluminación de estructuras tales como la Falla Soapaga, sin necesidad de la aplicación de correcciones residuales orientadas al ajuste forzado de los datos, tal como sucede en el procesamiento inicial.

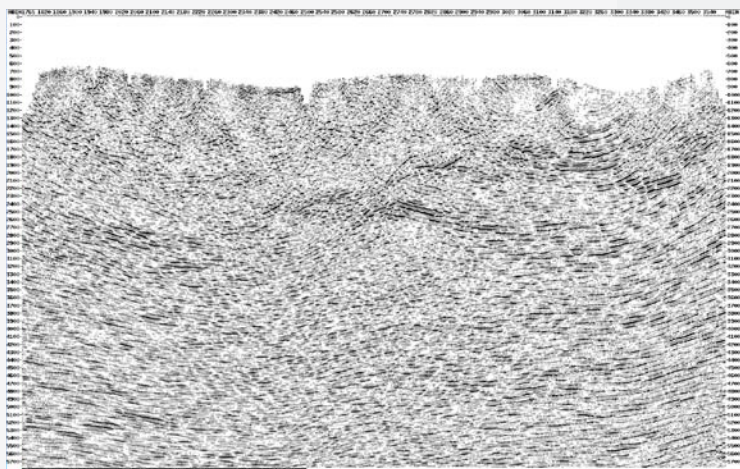


Figura 88. Sección PSTM al datum fijo, línea ANH-2005-10.

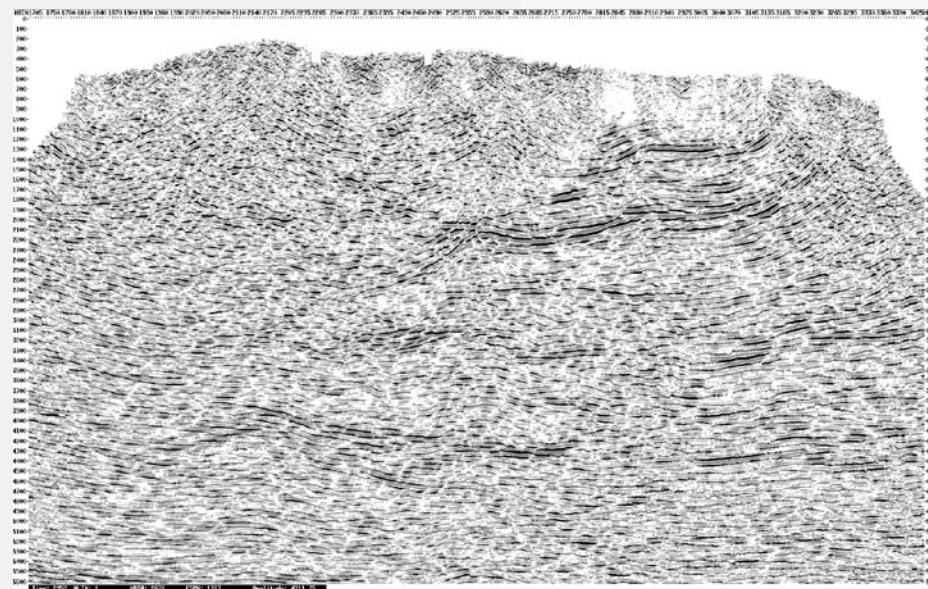


Figura 90. PSTM línea ANH-SP-2005-22.

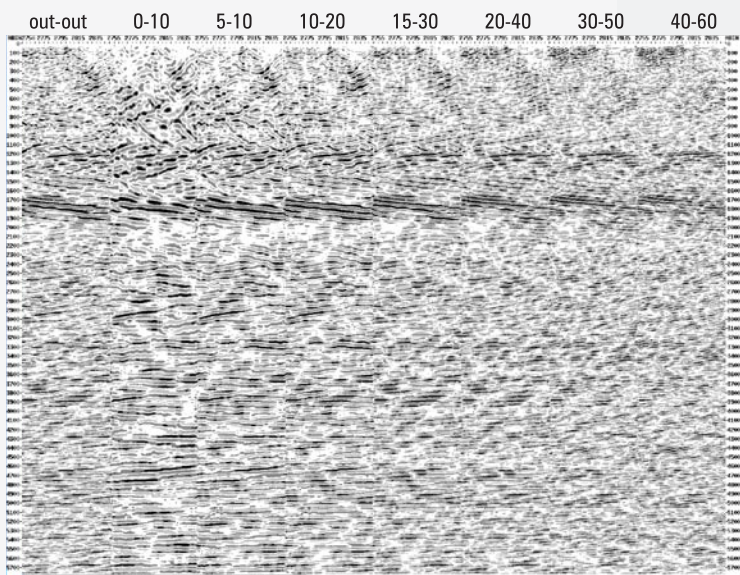


Figura 89. Análisis de filtrado pasa-banda para visualización, línea ANH-2005-10.

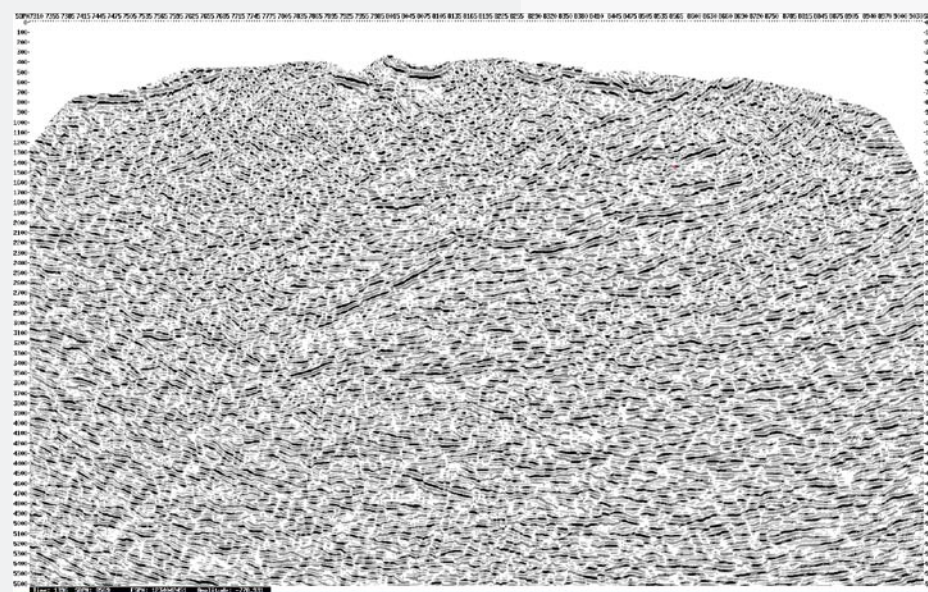


Figura 91. Migración Post Apilado Procesamiento Inicial ANH-SP-2005-22.

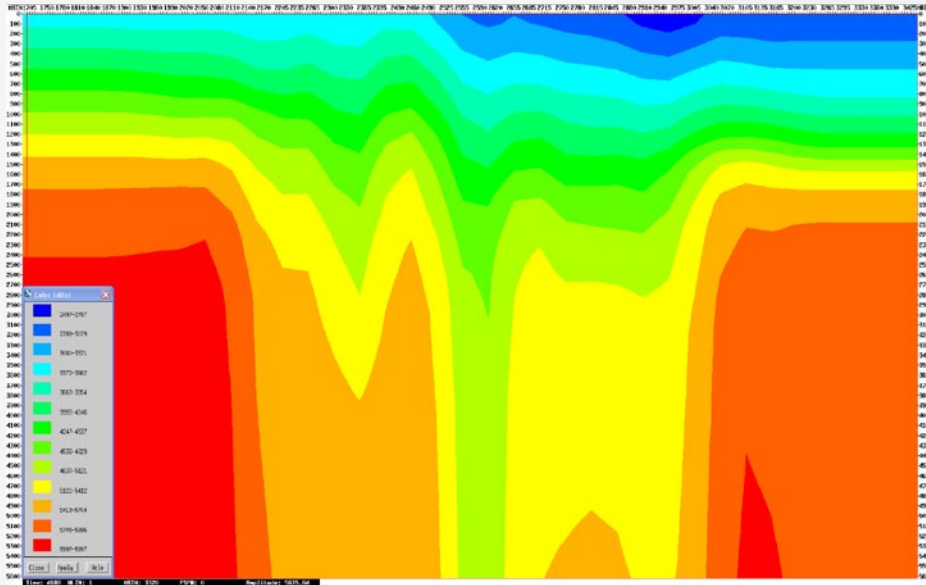


Figura 92. Campo de velocidades PSTM - línea ANH-SP-2005-22.

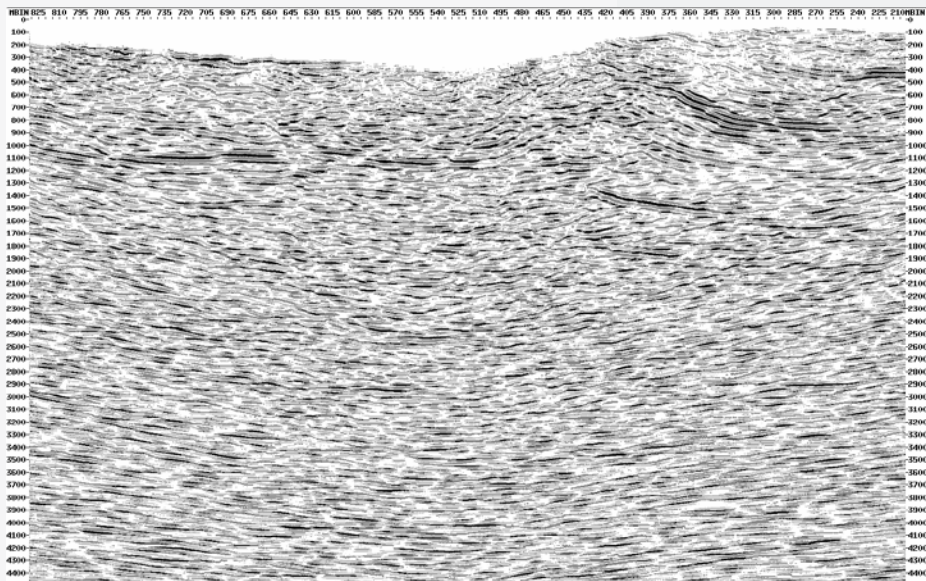


Figura 93. PSTM línea PDR-88-12.

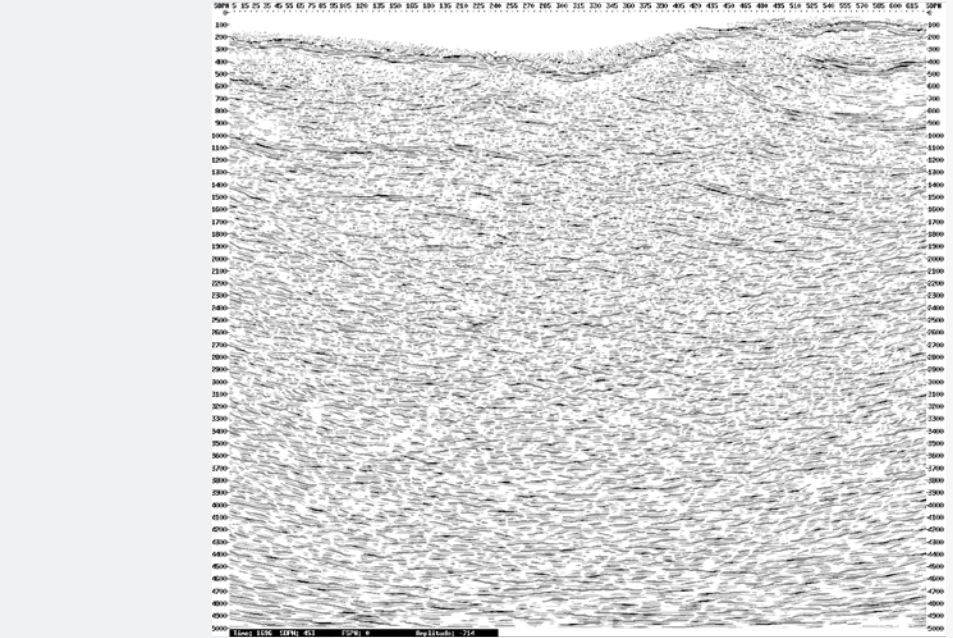


Figura 94. Migración Post Apilado Procesamiento Inicial – Línea PDR-88-12.

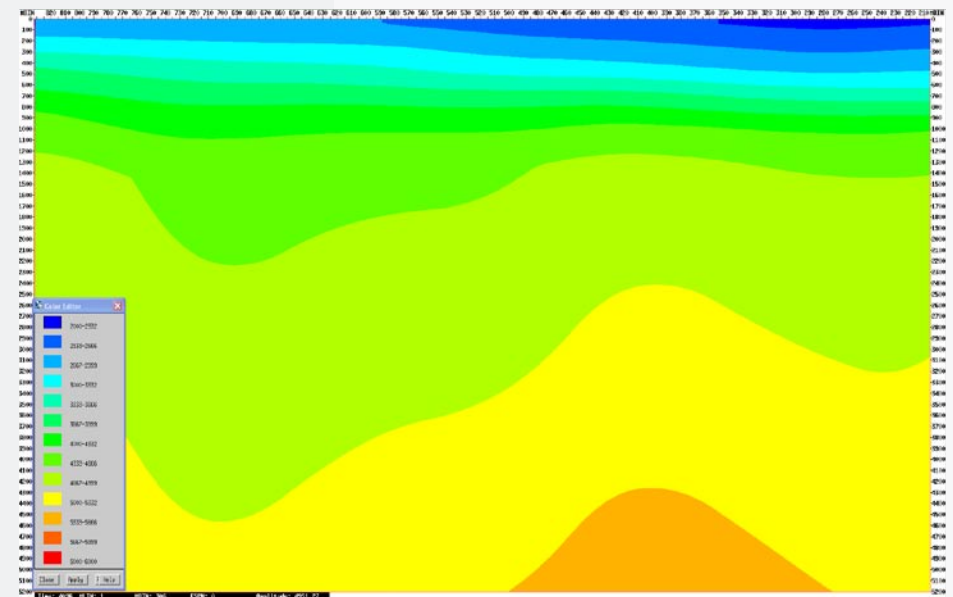


Figura 95. Campo de velocidades PSTM - línea PDR 88-12

Capítulo 8

Evaluación petrofísica y de recursos

Se interpretaron los registros de los pozos presentes en el bloque (Bolivar-1, Corrales-1) y evaluaron las características petrofísicas de las formaciones consideradas de interés en el bloque Soapaga para utilizarlas como análogos para interpretación de porosidad de potenciales reservorios en otras áreas del bloque. Se calcularon recursos a partir de mapas de topes de formación en las áreas consideradas de interés.

Preparación de la información

- Se compilaron los registros de los pozos en formato digital (LAS)
- A partir de los registros cargados se utilizaron las siguientes curvas como base para generar los diferentes cálculos petrofísicos (Tabla 13).

POZO	CURVAS ORIGINALES*
BOLIVAR 1.	AC, AZIM,C1,C2,CFOC,CILD,CILM,DAZ,DEXP GR,IHV,RD,RFOC,RILD,RILM,RMLL,ROPRS,SDD SP
CORRALES -1	C1, C2, C3, C4, C5, CALD, CALY, CNDO, CNS, CNSS, DELT, DRHO, DT, FCDL, FCNS, GR, ITT, LLD, LLS, MSFL, RHOB, ROP, S1, S2, S3, S4, SP, TENS, TGAS,SP, XCAL.

Tabla 13: Registros de pozo originales básicos de los Pozos presentes en el bloque Soapaga. * ver Tabla 18 Listado de nemónicos.

- Se hizo control de calidad de los registros (datums, edición de curvas y calibración).
- Se realizaron correcciones ambientales para las curvas de Bulk Density (RHOB), y Neutrón-porosity (NPHI) las cuales fueron corregidas por el tamaño del hueco y el peso del lodo.

Correlación de registros y picado de topes de formación

A partir de las curvas de GR, SP, resistividades y sónico se realizó la determinación de los topes de formaciones en los registros; como apoyo para esta determinación se utilizó la información de registros litológicos y la palinología existentes en la zona. (Ver anexo columnas estratigráficas).

Resultados de la evaluación de registros

Una vez establecidos los topes de formación por el área de estratigrafía, y calculadas las propiedades petrofísicas en las zonas de interés, se obtuvieron los siguientes resultados para diferentes niveles de interés, incluidas las zonas ya probadas, en los dos únicos pozos existentes en el área. Los valores extractados fueron utilizados como análogos para la evaluación de recursos, teniendo en cuenta que no existen valores de propiedades petrofísicas en ninguna otra parte del bloque y que por lo tanto son el mejor acercamiento a las propiedades de la formación aunque con un alto nivel de incertidumbre dado su carácter puntual. Las Figuras 96 y 99 muestra los intervalos evaluados para el pozo Corrales-1 y Bolivar-1 cuyos resultados se encuentran en la Tabla No. 14.

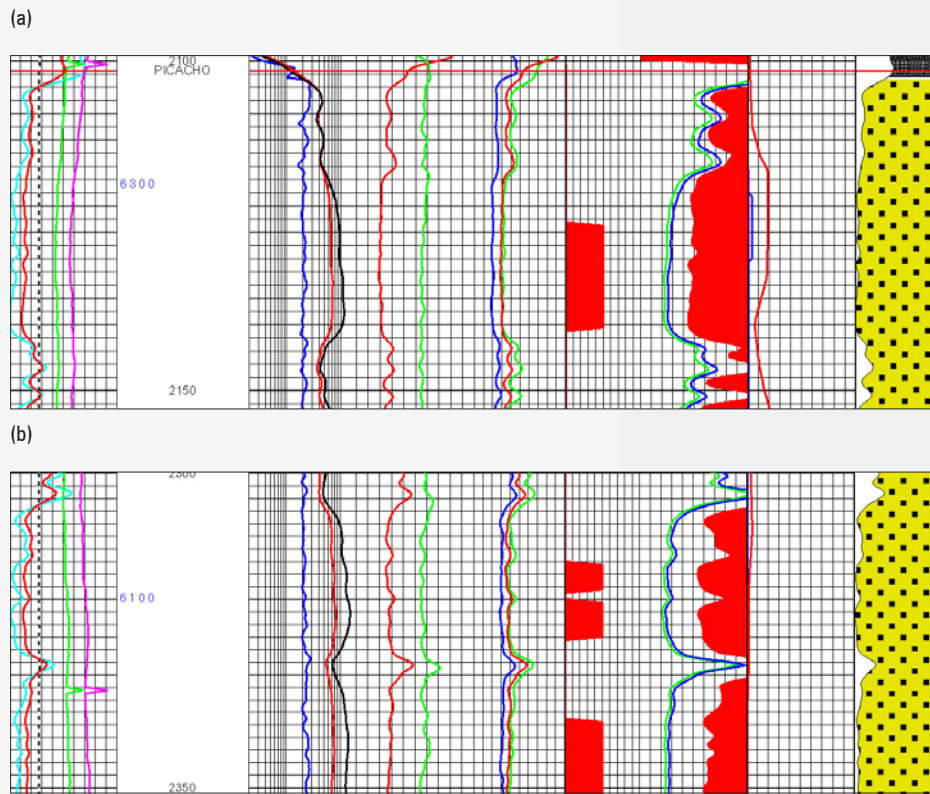


Figura No. 96. Corrales-1 intervalos evaluados a) 2125-2141 b) 2314-2325 y 2340-2350.

Cálculo de propiedades petrofísicas

Las siguientes fueron las ecuaciones (2,4,5) utilizadas para el cálculo de las propiedades petrofísicas a lo largo de cada pozo. Las ecuaciones fueron confirmadas utilizando los nemónicos de las curvas y variables utilizadas en los registros, se utilizan paréntesis angulares para denotar que la variable es una curva de registro (notación matricial), los nombres de cada variable, se encuentran definidos en las Tabla 15, 16, 17 y 18 (Listado de parámetros para cada pozo y Listado de Nemónicos curvas de pozo).

Ecuaciones utilizadas para el cálculo de propiedades petrofísicas pozo Corrales-1 (ver anexo petrofísica pozo Corrales)

Para la interpretación del pozo Corrales, se utilizó un set de ecuaciones, con parámetros ajustados a un modelo de areniscas.

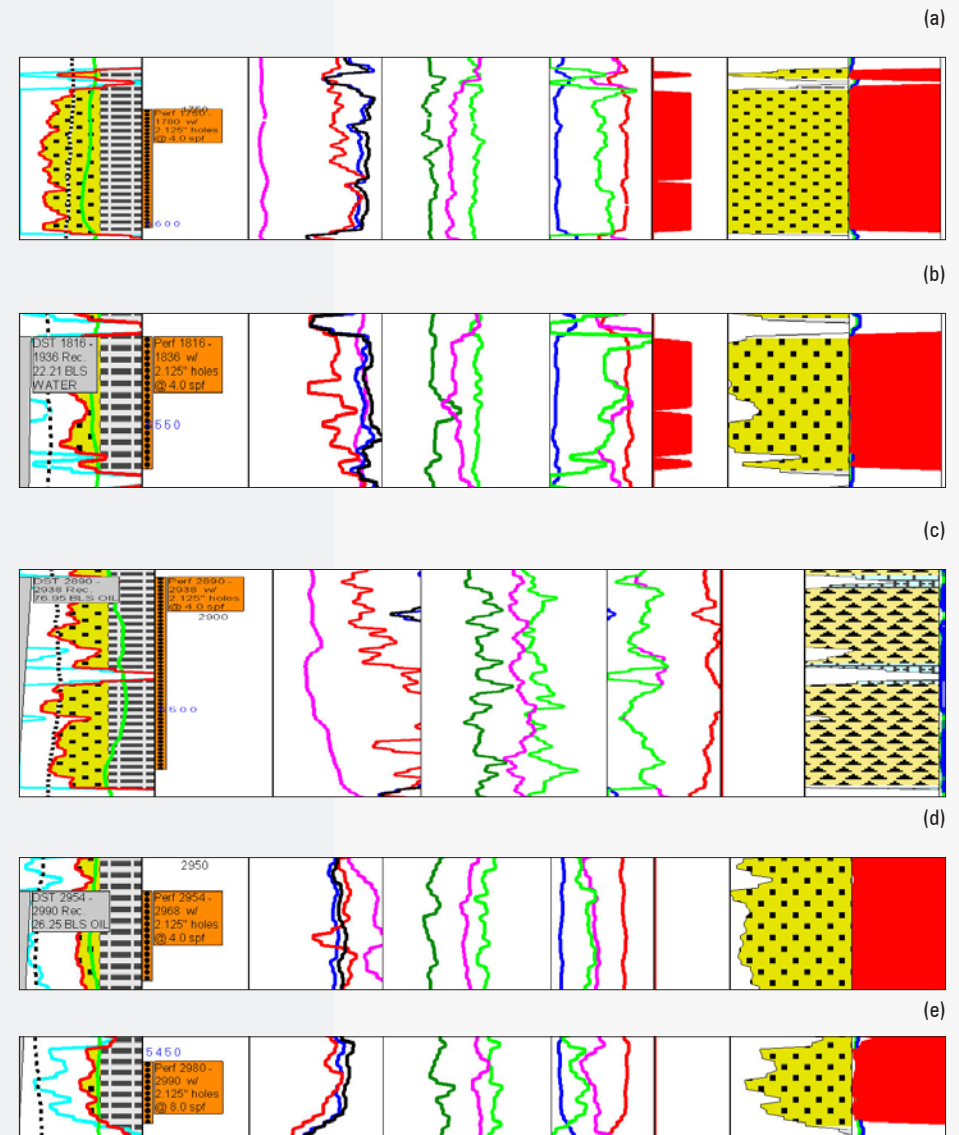


Figura 97. Bolívar -1 Intervalos evaluados a) 1750-1780 b) 1816-1836 c) 2890-2938 d) 2954-2968 e) 2980-2990.

PROPIEDADES PETROFISICAS INTERVALOS EVALUADOS						
POZO	FORMACION	INTERVALO (ft)	LITOLOGIA	Vshl	PHle	Sw
CORRALES-1 (ver anexo petrofisica Corrales-1)	Picacho	2125-2141	Sandstone	0.770548	0.016	0.492
	Picacho	2314-2325	Sandstone	0.903170	0.090	0.077
	Picacho	2340-2350	Sandstone	0.887330	0.054	0.030
	Picacho	2430-2440	Sandstone	0	0.040	0.003
(a) PROPIEDADES PETROFISICAS ZONAS DE INTERES						
POZO	FORMACION	INTERVALO (ft)	LITOLOGIA	Vshl	PHle	Sw
BOLIVAR-1 (ver anexo petrofisica pozo Bolivar-1)	Guadalupe Superior	1750-1780	Sandstone	0.010	0.1237	00.950
	Guadalupe Superior	1816-1836	Sandstone	0.098	0.1165	0.84843
	Guadalupe Medio	2890-2938	Dark Chert	0.5347	0.0498	0.950
	Guadalupe Inferior	2954-2968	Sandstone	0.1399	0.0794	0.531632
	Guadalupe Inferior	2980-2990	Sandstone	0.5093	0.0736	0.606694 0.950
	Chipaque	3600-	Lime Mudstone	0.4775	0.0374	

Tabla 14. Valores pesimistas de las propiedades petrofisicas en intervalos de interés para cada pozo (máximas saturaciones).

Cálculo de Volumen de Shale (Vshl)

Dado que para el pozo en cuestión se compilaron registros tanto de GR, SP, Resistividades como de densidad y porosidad neutrón se utilizaron cinco métodos para el cálculo del Volumen de Shale

Método 1: Se calculó el volumen de shale a partir de los datos de densidad y porosidad neutrón (Vshl)

$$Vshl[] = \frac{(RHOB[] - RhoM + PHIN[] * (RhoM - RhoF)) / \dots}{\dots (RhoShl - RhoM + Hlshl * (RhoM - RhoF))}$$

Método 2: Se calculó el volumen de shale a partir del los datos del registro

Gamma Ray (VshlGR) $VshlGR[] = (GR[] - GRcln) / (GRshl - GRcln)$

Método 3: Se calculó el volumen de Shale promedio (Vshav) a partir del los datos de porosidad basada en densidad (PHID)

$$PHID[] = (RhoM - RHOB[]) / (RhoM - RhoF)$$

$$Vshx[] = (PHIN[] - PHID[]) / (PHINSH - PHIDSH)$$

$$Vshav[] = (Vshl[] + VshlGR[]) / 2$$

Método 4: Se calculó el Volumen de Shale a partir de los valores de SP

$$Vsh_SP[] = (SP[] - SPcln) / (SPshl - SPcln)$$

Método 5: Se calculó el Volumen de Shale por el método Resistividad, tomando como base la curva LLD

$$VshR[] = (LLD[] - 1310) / (20 - 1310)$$

Cálculo de porosidad

Dado que se compiló información de registros de densidad, neutrón y sínicos se calcularon las siguientes porosidades hasta lograr el valor de porosidad efectiva (PHIE).

- Porosidad a partir de datos sínicos (Sonic Porosity -Ecuacion de Wyllie) (PHIS)

$$PHIS[] = (DELTA[] - DTma) / (DTfd - DTma)$$

- Porosidad a partir de densidad (Density Porosity)(PHID)

$$PHID[] = (RhoM - RHOB[]) / (RhoM - RhoF)$$

- Porosidad promedio Density Neutron (Average Neutron Density Porosity)(PHIA)

Para el cálculo de la porosidad aparente (PHIA) se utilizó el método del promedio de la porosidad densidad – neutrón.

$$PHIA[] = (PHID[] + PHIN[]) / 2$$

- Porosidad Efectiva (Effective Porosity)

Se corrigió la porosidad aparente por volumen de arcilla para obtener la porosidad efectiva (PHIE)

$$PHIE[] = PHIA[] * (1 - VshlGR[])$$

Cálculo de saturación de agua

Se utilizaron los siguientes métodos para calcular la saturación de agua:

- Saturación de agua aparente por método reservoir quick look (SwA)

$$SwA[] = 0.04 / PHIE[]$$

- Saturación de agua por ecuación de Archie (Archie Water Saturation) (SwA1, SwA2)

$$SwA1[] = \sqrt{(Rw / (LLD[] * PHIA[]^2))}$$

$$SwA2[] = (a * Rw / (LLD[] * PHIA[]^m))^{(1/n)}$$

- Metodo modificado de Simandoux a partir de PhiE[], Vshl[] & RT[] (Modified Simandoux SwMS)

$$SwMS[] = \sqrt{(VshlGR[] / Rshl)^2 + 4 * PHIE[]^m / (a * Rw * (1 - VshlGR[]) * LLD[])} \dots$$

$$- VshlGR[] / Rshl / (2 * PHIE[]^m / (a * Rw * (1 - VshlGR[])))$$

Cálculo de Net Pay a partir porosidad efectiva, saturación de agua, Volumen de Shale (NET PAY @ effective Porosity, Sw & Shale Volume)

Para el cálculo de Netpay, se tomaron en cuenta Valores de limite (cutoff) para porosidad efectiva, Saturación de agua y Volumen de Shale, como se muestra a continuación. Los valores de estos cutoff se muestran en la tabla de parámetros que se utilizó con cada pozo.



$$\text{NETPAY}[\] = (\text{PHIE}[\] > \text{PhiCutoff} \text{ PHIE}[\] < .5$$

$$\text{SwA2}[\] < \text{SwCutoff}$$

$$\text{VshGR}[\] < \text{VshCutoff}$$

Ecuaciones utilizadas para el cálculo de propiedades petrofísicas pozo Bolivar-1 (ver anexo petrofísica pozo Bolivar)

Para el cálculo de las propiedades petrofísicas del pozo Bolivar-1 se utilizó una plantilla estándar, a la cual se le aplicaron parámetros para interpretación en areniscas y para interpretación en calizas generándose dos modelos petrofísicos diferentes. Las ecuaciones utilizadas se muestran a continuación:

Cálculo de volumen de Shale:

Se calculó el volumen de Shale por 3 métodos

Método 1: Volumen de shale a partir de los datos de densidad y porosidad neutrón (Vshl).

$$\text{Vshl}[\] = (\text{RHOB}[\] - \text{RhoM} + \text{PHIN}[\] * (\text{RhoM} - \text{RhoF})) / \dots$$

$$\dots (\text{RhoShl} - \text{RhoM} + \text{Hlshl} * (\text{RhoM} - \text{RhoF}))$$

Método 2: Volumen de shale a partir del los datos de Gamma Ray (VshlGR)

$$\text{VshlGR}[\] = (\text{GR}[\] - \text{GRcln}) / (\text{GRshl} - \text{GRcln})$$

Método 3: Volumen de Shale average (Vshav) a partir del los datos de porosidad basada en densidad (PHID).

$$\text{PHID}[\] = (\text{RhoM} - \text{RHOB}[\]) / (\text{RhoM} - \text{RhoF})$$

$$\text{Vshx}[\] = (\text{PHIN}[\] - \text{PHID}[\]) / (\text{PHINsh} - \text{PHIDsh})$$

Volumen de shale promedio (Average Vsh)

$$\text{Vshav}[\] = (\text{Vshl}[\] + \text{VshlGR}[\]) / 2$$

Cálculo de porosidad

- Porosidad a partir de registro sísmico.

Ecuación de Faust para DT (Faust's Equation for DT)

$$\text{DT_F}[\] = 1000 / (2 * (\text{DEPTH}[\] * \text{RD}[\]) (1 / 6))$$

- Cálculo de porosidad sónica Ecuación de Wyllie (Sonic Porosity Wyllie's equation)

$$\text{PHIS}[\] = (\text{DT_F}[\] - \text{DTma}) / (\text{DTfld} - \text{DTma})$$

- Cálculo de porosidad Aparente (average) como promedio aritmetico de Density y Neutron (Average Neutron Density Porosity) (PHIA)

$$\text{PHIA}[\] = (\text{PHID}[\] + \text{PHIN}[\]) / 2$$

- Cálculo de porosidad efectiva corregida por volumen de shale (Effective Porosity)

$$\text{PHIE}[\] = \text{PHIA}[\] * (1 - \text{VshlGR}[\])$$

Cálculo de saturación de agua (Water Saturation Sw)

Método 1. Método reservoir quick look

$$\text{SwA}[\] = 0.04 / \text{PHIE}[\]$$

Método 2. Cálculo de saturación de agua a partir de la ecuación de Archie (Archie Water Saturation) (SwA1,SwA2)

$$\text{SwA1}[\] = \text{sqrt}(\text{Rw} / (\text{RD}[\] * \text{PHIA}[\]^2))$$

$$\text{SwA2}[\] = (a * \text{Rw} / (\text{RD}[\] * \text{PHIA}[\]^m))^{(1/n)}$$

Método 3. Metodo modificado de Simandoux a partir de PHIE[], Vshl[] & RT[]; Modified Simandoux SwMS,

$$\text{SwMS}[\] = (\text{sqrt}(\text{Vshl}[\] / \text{Rshl})^2 + 4 * \text{PHIE}[\]_m / (a * \text{Rw} * (1 - \text{Vshl}[\]) * \text{RD}[\])) - \text{Vshl}[\] / \text{Rshl}) \dots$$

$$\dots / (2 * \text{PHIE}[\]_m / (a * \text{Rw} * (1 - \text{Vshl}[\])))$$

Cálculo de Net Pay a partir porosidad efectiva, saturación de agua, Volumen de Shale (NET PAY @ effective Porosity, Sw & Shale Volume)

Se determinaron las zonas con mejores posibilidades de almacenar hidrocarburos, utilizando valores de cut-off para Porosidad efectiva, Saturación de agua y volumen de shale, estos valores se encuentran reseñados en la tabla de parámetros utilizados para cada pozo.

$$\text{NETPAY}[\] = (\text{PHIE}[\] > \text{PhiCutoff}$$

$$\text{SwA2}[\] < \text{SwCutoff}$$

$$\text{Vshl}[\] < \text{VshCutoff}) \dots$$

$$\text{RT}[\] > \text{RS}[\] \text{ LITHOLOGY}[\] < 3$$

Parámetros utilizados para los cálculos petrofísicos.

Los siguientes son los parámetros utilizados en cada pozo durante el cálculo de propiedades petrofísicas.

PARAMETRO	VALOR	UNIDAD	DESCRIPCION
DT fluid	200	US/FT	FLUID SLOWNESS
DT ma	55.5	US/FT	MATRIX SLOWNESS
GR Cln	18	API	Gamma Ray clean
GR Shl	100	API	Gamma Ray shale
HIShl	0.25	V/V	Neutron hydrogen Index Shale
MUDwt	10.0	Lb/gal	Mud weight
PHIDsh	0.087	g/cc	Shale Density Porosity
PHINsh	0.348	g/cc	Shale Neutron porosity
PHIcutoff	0.1	v/v	Porosity cutoff
RHOf	1	g/cc	Bulk density fluid
RHOM	2.65	g/cc	Bulk density matrix
RHOshl	2.515	g/cc	Bulk density shale
Rshl	10.640	Ohmm	Shale resistivity
Rw	20.00	Ohmm	Wáter resistivity
SPcl	-143	Millivolts	Clean SP
SPsh	13	Millivolts	Shale SP
SWCutoff	0.25	v/v	Wáter saturation cutoff
Vshcutoff	0.25	v/v	Shale volume cutoff
A	0.62		Archie "a"
M	2.15		Archive "m"
N	2		Archie "n"

Tabla 15. Pozo Corrales -1 Parámetros interpretación areniscas.

PARAMETRO	VALOR	UNIDAD	DESCRIPCION
DT fluid	188	US/FT	Fluid slowness
DT ma	55.5	US/FT	Matrix slowness
GR Cln	61	API	Gamma Ray clean
GR Shl	150	API	Gamma Ray shale
HIShl	0.4	V/V	Neutron hydrogen Index Shale
MUDwt	10.5	Lb/gal	Mud weight
PHIDsh	0.087	g/cc	Shale density porosity
PHINsh	0.348	g/cc	Shale Neutron Porosity
PHIcutoff	0.089	v/v	Porosity cutoff
RHO _f	1	g/cc	Bulk density fluid
RHO _m	2.65	g/cc	Bulk density matrix
RHO _{shl}	2.500	g/cc	Bulk density shale
Rshl	15	Ohmm	Shale resistivity
Rw	1.5	Ohmm	Wáter resistivity
SWcutoff	0.25	v/v	Wáter saturation cutoff
Vsh cutoff	0.1	v/v	Shale volume cutoff
A	1.0		Archie "a"
M	1.7		Archie "m"
N	1		Archie "n"

Tabla 16. Pozo Bolivar-1 parámetros interpretación Areniscas.

PARAMETRO	VALOR	UNIDAD	DESCRIPCION
DT fluid	188	US/FT	Fluid slowness
DT ma	47.3	US/FT	Matrix slowness
GR Cln	43.58	API	Gamma Ray clean
GR Shl	133.720	API	Gamma Ray shale
HIShl	0.4	V/V	Neutron hydrogen Index Shale
MUDwt	10.5	Lb/gal	Mud weight
PHIDsh	0.087	g/cc	Shale density porosity
PHINsh	0.348	g/cc	Shale Neutron Porosity
PHIcutoff	0.089	v/v	Porosity cutoff
RHO _f	1.1	g/cc	Bulk density fluid
RHO _m	2.71	g/cc	Bulk density matrix
RHO _{shl}	10.640	g/cc	Bulk density shale
Rshl	15	Ohmm	Shale resistivity
Rw	1.9	Ohmm	Wáter resistivity
SWcutoff	0.5	v/v	Wáter saturation cutoff
Vsh cutoff	0.25	v/v	Shale volum cutoff
A	1.0		Archie "a"
M	1.7		Archie "m"
N	2		Archie "n"

Tabla 17. Pozo Bolivar-1 parámetros interpretación Calizas.

NEMONICO	DESCRIPCION
AC	ADQUISITION TRAVEL TIME
AZIM	AZIMUTH OF HOLE DRIFT
C1	CALIPER 1-3
C2	CALI' PER 2-4
C1	METANO CONTENT
C2	ETANO CONTENT
C3	PROPANO CONTENT
C4	BUTANO CONTENT
C5	PENTANO CONTENT
CALD	DEEP CALIPER
CALY	CASING ANOMALY LOCATOR
CILD	DEEP INDUCTION CONDUCTIVITY
CILM	MEDIUM INDUCTION CONDUCTIVITY
DAZ	DEVIATION AZIMUTH
DELTA	DELTA t
DEXP	"D" EXPONENT
DRHO	DENSITY CORRECTION
DT	DELTA TIME COMPRESSIVE
FCDL	FUTURE CASING DIAMETER LENGHT
GR	GAMMA RAY
IHV	INTEGRATED HOLE VOLUME
ITT	INTEGRATED TRAVEL TIME
LLD	DEEP LATEROLOG
LLS	SHALLOW LATEROLOG
MSFL	MICRO SPHERICAL FOCUSED LOG
RD	DEEP RESISTIVIY
RFOC	CALIBRATED REAL FOCUS
RHOB	BULK DENSITY
RILD	RAW ILD INDUCTION
RILM	RAW ILM INDUCTION
RMLL	RAW MICROLATEROLOG
ROP	RATE OF PENETRATION
RS	SHALLOW RESISTIVITY
S1	SURFACE SENSOR WAVEFORM 1
S2	SURFACE SENSOR WAVEFORM 2
S3	SURFACE SENSOR WAVEFORM 3
S4	SURFACE SENSOR WAVEFORM 4
SDD	SFT SAMPLE DAWDOWN
SP	SPONTANEUS POTENTIAL
TENS	CABLE TENSION
TGAS	TOTAL GAS
XCAL	CROSS SECTIONAL CALIPER

Tabla 18. Listado de Nemónicos curvas de pozo.

Capítulo 9

Definición de áreas con interés exploratorio

Geología del petróleo - Área de Soapaga cuenca cordillera oriental

Tipo de kerógeno y acumulaciones de hidrocarburos

En el área de Soapaga, Cuenca de la Cordillera Oriental los datos geoquímicos de pozo y afloramiento, indican la presencia de materia orgánica húmica-terrestre de kerógeno tipo III, para toda la secuencia terciaria (formaciones Concentración, Socha Superior y Guaduas), y la presencia de materia orgánica de origen marino de kerógeno tipo II, para la secuencia de shales cretácicos (formaciones Chipaque, Une Medio y Tibasosa).

Existen múltiples manifestaciones de hidrocarburos líquidos en superficie en el área de estudio, en unidades tanto del Terciario como del Cretácico, lo que indica que las rocas generadoras alcanzaron condiciones de generación de hidrocarburos en la zona de Soapaga.

Hasta el momento sólo se ha encontrado una acumulación comercial en el área, correspondiente al pozo Bolívar-1, el cual encontró hidrocarburos de baja gravedad API (18°) en rocas correspondientes a la Formación Guadalupe Inferior.

Madurez de las rocas generadoras

Los datos de madurez de los pozos y los afloramientos, muestran que las rocas fino granulares de la secuencia terciaria en el área estudiada se encuentran inmaduras, y que la madurez se incrementa con la posición estratigráfica, es decir que las rocas del Cretácico Superior (Los Pinos y Chipaque) se encuentran más maduras que las rocas terciarias, pero a su vez estas son más inmaduras que las rocas del Cretácico Inferior (Une Medio y Tibasosa). Adicionalmente, los datos de madurez y los modelos geoquímicos indican que las rocas entran a ventana de generación alrededor de los 6500 pies de profundidad en las zonas más profundas de la zona, correspondiente con el depocentro de Corrales contra la Falla de Soapaga. Y no hay evidencia de sobre-madurez de la materia orgánica en la información disponible. Sin embargo, la existencia de crudo con baja gravedad API (<20°), como el encontrado hasta el momento en el pozo Bolívar-1, sugiere que el hidrocarburo generado pudo haber sido generado en una etapa temprana de madurez de la roca fuente, o en una mayor condición de madurez pero haber sido biodegradado en el reservorio.

Sistemas petrolíferos

En el área de estudio, las rocas reservorio en la secuencia terciaria corresponden con sucesiones de areniscas de origen fluvial intercaladas con lodolitas continentales que pertenecen a las formaciones Picacho y Socha Inferior.

Como potenciales sellos para los reservorios terciarios se tienen a la Formación Concentración compuesta por lodolitas rojizas a marrones intercaladas con areniscas de origen fluvial, y a las arcillolitas de la Formación Socha Superior; sin embargo, estas unidades se encuentran restringidas al sector occidental del bloque en cercanías de la Falla de Soapaga, y están ausentes en el sector oriental del bloque, debido a la erosión causada por la deformación estructural. Las unidades cretácicas se encuentran distribuidas más ampliamente

en la zona de estudio, aunque en el sector oriental afloran rocas del Cretácico Superior. De todas maneras en toda la extensión del bloque estudiado las rocas del Cretácico Inferior permanecen enterradas y configuran estructuras con posibilidades de entrapamiento de hidrocarburos. En la secuencia cretácica, las rocas reservorio corresponden con areniscas de ambientes deltáicos a costeros de las formaciones Guadalupe (Superior e Inferior) y Une (Superior e Inferior). Las rocas con potencial de sello, corresponden a shales marinos a parálicos de las formaciones Guaduas, Los Pinos (Guadalupe Medio), Chipaque, y Une Medio. Estos shales se encuentran intercalados con las areniscas de los niveles reservorio mencionados anteriormente. Y las rocas con potencial generador corresponden con los shales marinos de las formaciones Los Pinos, Chipaque, Une (miembro medio) y Tibasosa. Los datos de madurez y los modelos geoquímicos sugieren que los shales de la Formaciones Chipaque y Une (miembro medio) estarían en ventana de generación temprana de hidrocarburos (%Ro 0.55-0.7) y los shales de la Formación Tibasosa estarían en ventana de generación madura (%Ro 0.7-1.3) en las partes más profundas de la zona de estudio. Finalmente los datos geoquímicos de roca y crudos sugieren la existencia de un sistema petrolífero con roca generadora en la Formación Chipaque y roca almacenadora en la Formación Guadalupe (miembro inferior), en la zona del pozo Bolívar-1, sistema Chipaque – Guadalupe (miembro inferior) (.), y la posibilidad de dos sistemas petrolíferos en rocas del Cretácico tales como Tibasosa – Une (?) y Tibasosa – Guadalupe (?).

Tipos de plays en la cuenca

Los plays en la zona del Bloque Soapaga están relacionados a estructuras compresivas muy probablemente generadas desde el Mioceno Temprano, como resultado del levantamiento de la Cordillera Oriental y corresponden esencialmente en pliegues formados por propagación del plano de falla, que afectan la secuencia sedimentaria y producen la exhumación de unidades estratigráficamente más antiguas hacia el este del bloque. A partir de la integración de la información sísmica, estratigráfica, estructural, la geoquímica y petrofísica del Bloque Soapaga, se ha definido un modelo geológico donde se considera, se pueden encontrar hidrocarburos en cantidades comerciales. A partir de este modelo geológico, se han determinado cuatro estructuras de interés (PLAYS) dentro del bloque (Figura 98).

Play 1

Esta área se encuentra ubicada al nororiente del bloque en jurisdicción de los municipios de Sativa Viejo, Sativa sur, el norte de Socha y fue identificada mediante el análisis de geología de superficie, y el mapeo de la línea sísmica PDR 88-16 el amarre de información petrofísica es realizado mediante la correlación de las propiedades de la formación objetivo Guadalupe, de acuerdo con la información del único pozo productor en el área, el pozo Bolivar-1, se estima un espesor para la formación de 231 pies en este sector; los factores críticos en esta área son la extensión de la trampa por el pobre cubrimiento sísmico y las propiedades petrofísicas, dada la distancia al pozo análogo (Figuras 98 y 99).

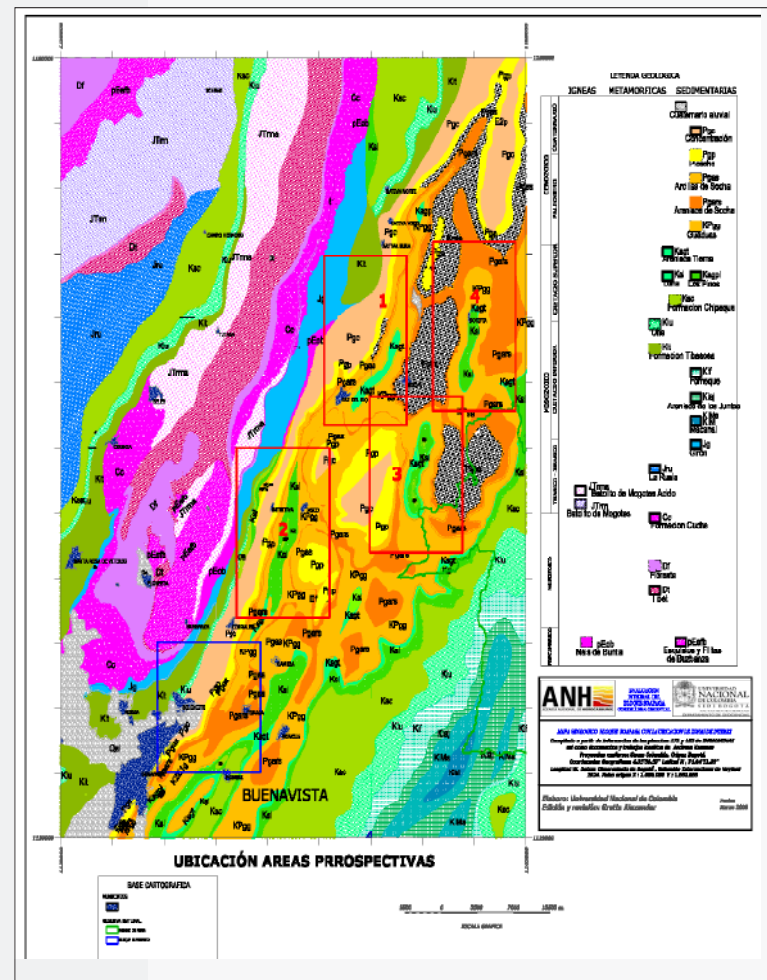


Figura 98. Ubicación de estructuras de interés en el bloque Soapaga.

Play 2.

Este play se encuentra ubicado en la zona sureste del bloque en jurisdicción de los municipios de Betétiva, Tasco, y al norte del Bloque Buenavista. Este play es generado a partir de la interpretación de las líneas sísmicas PDR-1988-08, ANH-SP-2005-16 y sus respectivos perfiles estructurales. El estimativo de las propiedades de la roca de la formación se hace tomando como análogo el pozo Bolivar-1. Para este play se estima que las formaciones objetivo son Une (miembro superior) con un espesor estimado por perfiles estructurales de 120 pies y Guadalupe (miembro inferior) con un espesor estimado de

89 pies; se considera factor crítico la integridad de la trampa dada la presencia de fallas, además de la extensión de la estructura (Figuras 101 y 102).

Play 3

Este play se encuentra ubicado en la zona centro del bloque al sur del municipio de Socha, y al sur oriente del municipio de Paz del Río. El play es generado a partir de la interpretación de la línea sísmica PDR-1988-10 y el perfil estructural proyectado sobre la línea sísmica ANH-SP-2005-18. El estimativo de las características de la roca de la formación se realizó tomando como análogo el pozo Bolívar 1. Para este play se estima que hay dos formaciones objetivo Guadalupe (miembro inferior y Une (miembro superior) con un espesor estimado de 89 y 135 pies respectivamente; se considera factor crítico el tamaño de la trampa dada la falta de cubrimiento sísmico en la zona para delimitar la extensión de la estructura (Figuras 103 y 104).

Play 4

Esta zona, se encuentra al nororiente del bloque en cercanías del municipio de Socotá este play es generado a partir de la línea sísmica PDR-1990-30 y el mapa geológico. Al igual que en los otros casos la información petrofísica también se estimó utilizando como análogo para la zona al pozo Bolívar 1. La formación objetivo es Une (miembro superior) con un espesor estimado de 180 pies. El factor crítico de esta zona de interés es el tamaño de la trampa debido al pobre cubrimiento sísmico para establecer sus límites con más certeza y las características de la roca en la formación objetivo (Figuras 105 y 106).

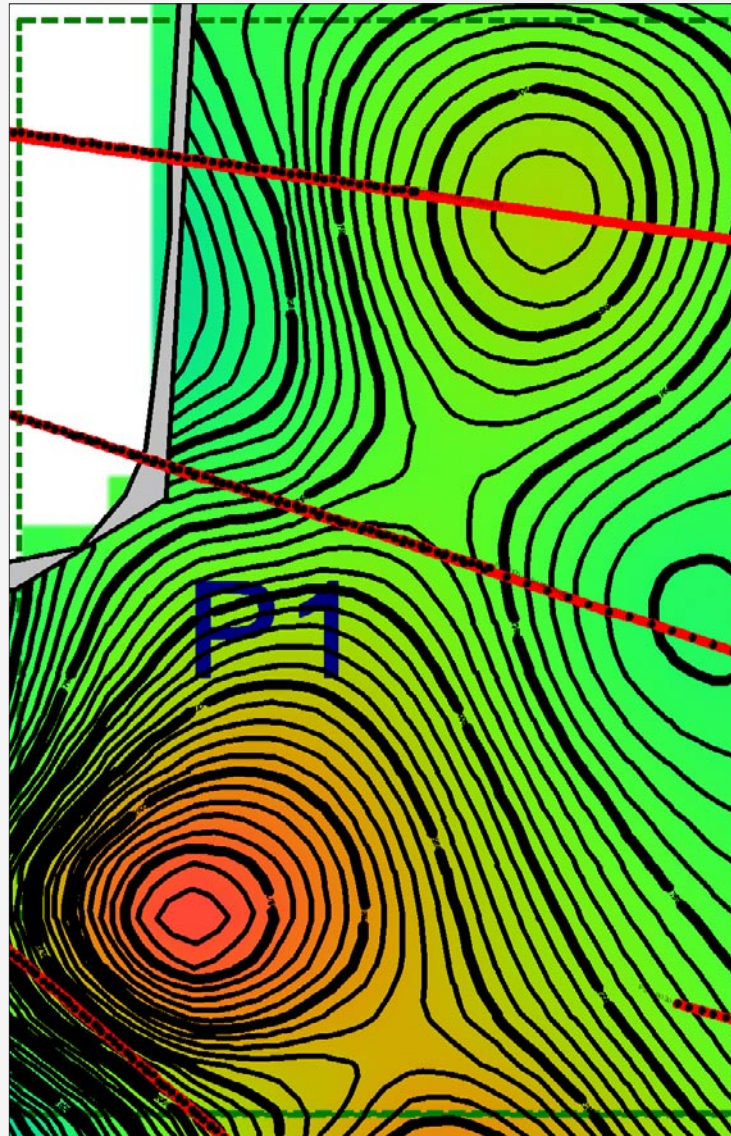


Figura 99. Mapa al tope de la Formación Guadalupe

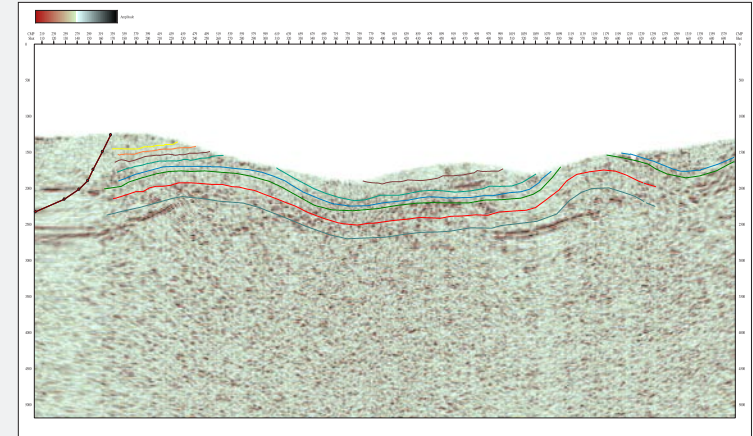


Figura 100. Línea sísmica PDR 88-16 mostrando la estructura del área de interés.

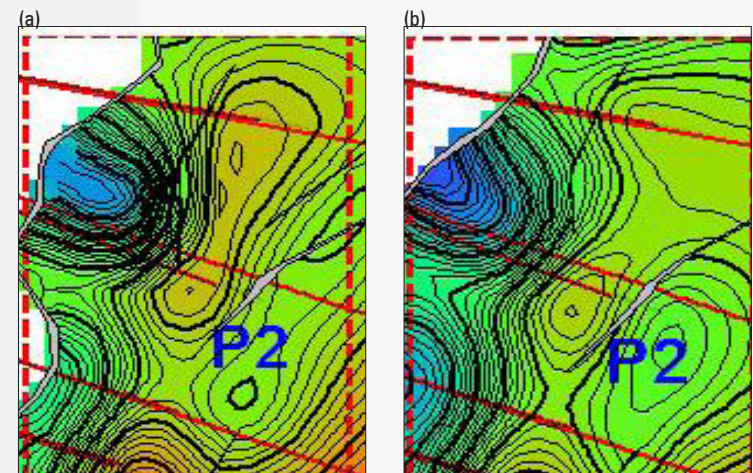


Figura 101. a) Mapa al tope de la Formación Une (miembro superior). b) Mapa al tope Formación Guadalupe (miembro inferior).

Evaluación de recursos

Para el cálculo de recursos (Tabla 19), de cada uno de los cuatro plays estimados, se tuvieron en cuenta los valores de porosidad, volumen de shale y saturación de agua existente en los intervalos consideradas de interés en el único pozo productor existente en la zona (Bolívar -1), se tomaron los valores máximos y mínimos con el objetivo de obtener una mediana y un valor promedio en el intervalo de interés que represente la formación objetivo; dado que los datos de porosidad y saturación son puntuales, el cálculo de recursos estimado debe considerarse con un alto nivel de incertidumbre, se utilizó este procedimiento

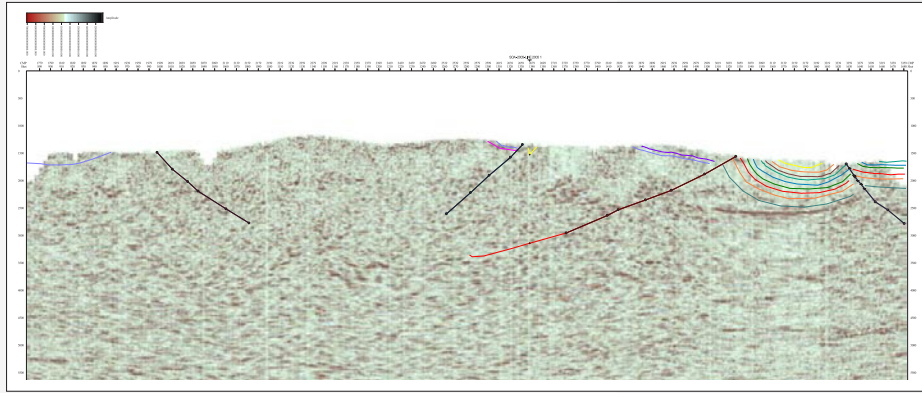


Figura 102. a) Línea sísmica ANH-SP-2005-18 mostrando la estructura del área de interés.

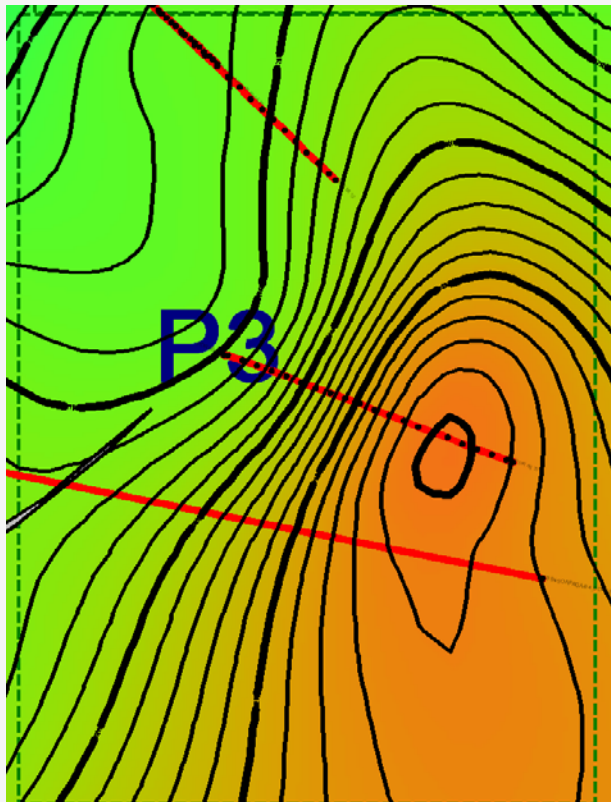


Figura 103. Mapa al tope de la formación Guadalupe inferior.

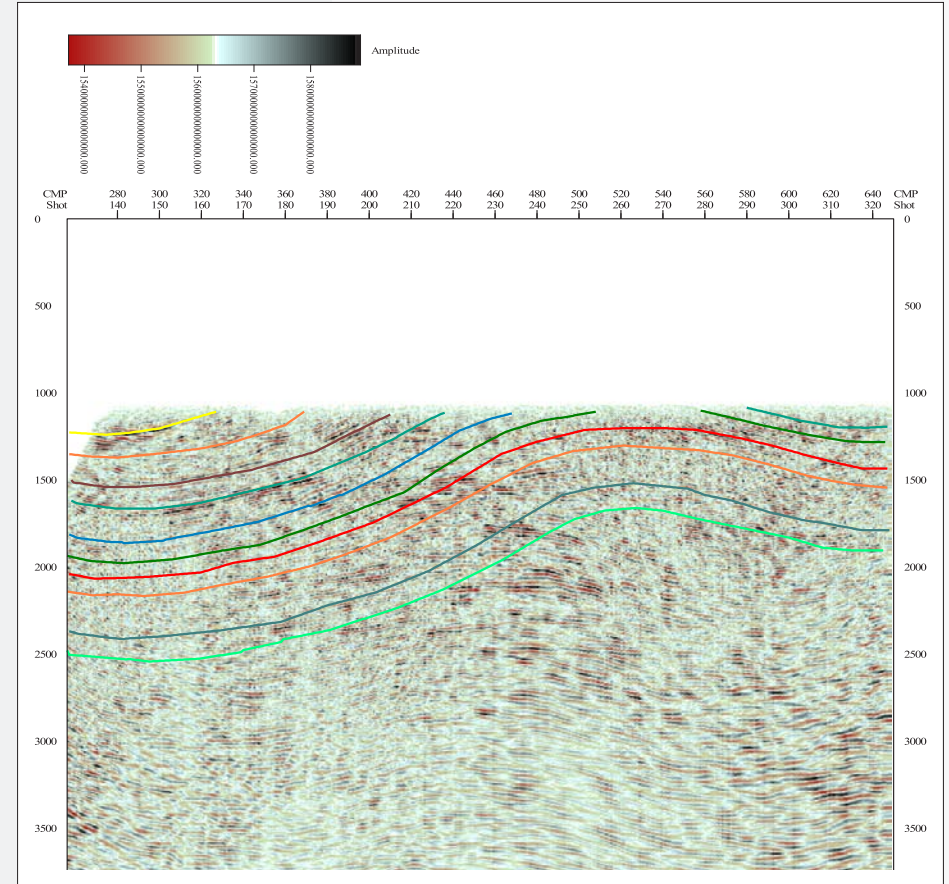


Figura 104. a) Línea sísmica PDR-1988 mostrando la estructura del área de interés

debido a la falta de datos de porosidad que hubiesen permitido crear curvas de porosidad vs profundidad en diferentes zonas del bloque (Tabla 20).

Se evaluó el escenario de crudo, tomando como factor volumétrico un valor de 1,1 considerando crudo con gravedad API por debajo de 21°, dada la posibilidad de degradación existente en la zona. Para tener una aproximación conservadora de los recursos calculados se utilizó un factor de recobro igual a 0.2. Los valores de espesores de formación en las áreas de interés fueron tomados directamente de las líneas sísmicas representativas. Para cada play se calcularon dos áreas teniendo en cuenta un P10 y un P90, con estos parámetros se efectuó el cálculo probabilístico de recursos para calcular la mediana de estos valores, considerada el P50 en una distribución log normal (6).

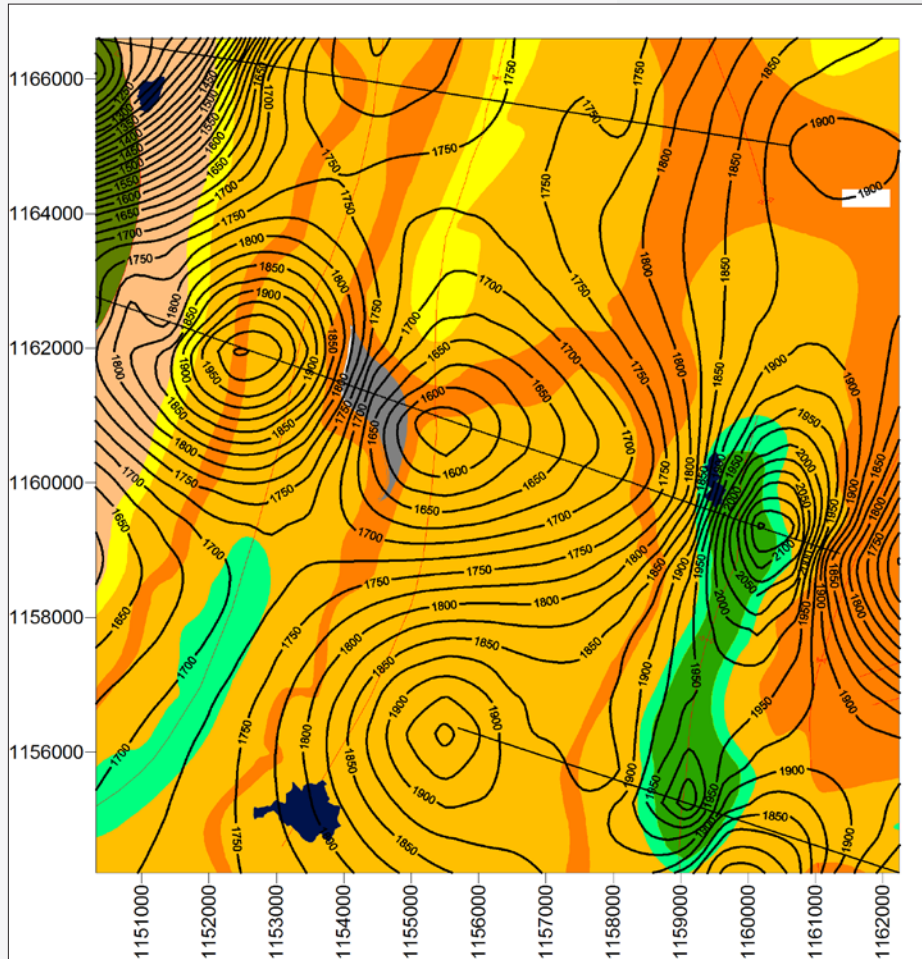


Figura 105. Mapa al tope de la Formación Une. (Editado a partir de geología de superficie).

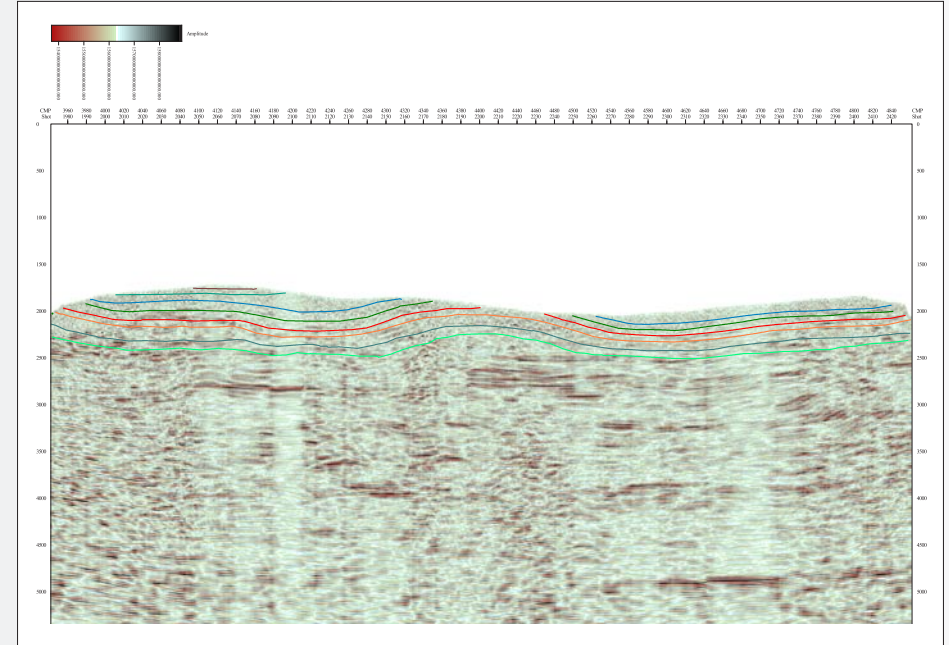


Figura 106. Línea sísmica PDR-1990-30 mostrando la estructura del área de interés.

Para la evaluación del área, se utilizó una distribución Lognormal;

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{x\beta} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln-\alpha}{\beta} \right)^2}$$

Donde: x = variable aleatoria

α = media de la población

β = desviación estándar de la población

La porosidad y la saturación fueron concebidas en una distribución normal.

Donde: x = variable aleatoria

μ = media de la población

σ = desviación estándar de la población

$$F(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x-\mu}{\sigma} \right)^2} dx$$

PLAY 1 FORMACION GUADALUPE MEDIO		AREA: CONSERVADORA	AVE	NORTE MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	3.068563821	11.124485	10.68009582	7.497951869
	AREA (ACRES)	1759	1759	1759	1759
	THICKNESS (FEET)	231	231	231	231
	PHIE (%)	10.71%	7.48%	6.84%	2.60%
	SW (%)	95.00%	74.04%	72.74%	49.76%
	BO	1.1	1.1	1.1	1.1
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

PLAY 1 FORMACION GUADALUPE MEDIO		AREA: CONSERVADORA	AVE	SUR MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	1.514220237	5.4895128	5.270223521	3.699955783
	AREA (ACRES)	868	868	868	868
	THICKNESS (FEET)	231	231	231	231
	PHIE (%)	10.71%	7.48%	6.84%	2.60%
	SW (%)	95.00%	74.04%	72.74%	49.76%
	BO	1.1	1.1	1.1	1.1
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

PLAY 2 FORMACION UNE SUPERIOR		CONSERVADORA	AVE	MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	1.115261238	2.94663863	4.188242904	7.335673171
	AREA (ACRES)	1358	1358	1358	1358
	THICKNESS (FEET)	120	120	120	120
	PHIE (%)	9.00%	8.24%	8.26%	7.52%
	SW (%)	95.00%	85.57%	79.53%	60.67%
	BO	1.02	1.02	1.02	1.02
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

PLAY 2 FORMACION GUADALUPE INFERIOR		AREA: CONSERVADORA	AVE	SUR MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	0.360905868	0.95355163	1.355342937	2.373872062
	AREA (ACRES)	639	639	639	639
	THICKNESS (FEET)	89	89	89	89
	PHIE (%)	9.00%	8.24%	8.26%	7.52%
	SW (%)	95.00%	85.57%	79.53%	60.67%
	BO	1.02	1.02	1.02	1.02
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

PLAY 3 FORMACION GUADALUPE INFERIOR		CONSERVADORA	AVE	MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	8.891613592	3.35608391	4.770213247	8.354989462
	AREA (ACRES)	2249	2249	2249	2249
	THICKNESS (FEET)	89	89	89	89
	PHIE (%)	9.00%	8.24%	8.26%	7.52%
	SW (%)	65.00%	85.57%	79.53%	60.67%
	BO	1.1	1.1	1.1	1.1
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

TABLA 19. Cálculo de recursos Bloque Soapaga

PLAY 3 FORMACION UNE SUPERIOR		CONSERVADORA	AVE	MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	3.352329473	8.85721046	12.5893106	22.05007448
	AREA (ACRES)	3913	3913	3913	3913
	THICKNESS (FEET)	135	135	135	135
	PHIE (%)	9.00%	8.24%	8.26%	7.52%
	SW (%)	95.00%	85.57%	79.53%	60.67%
	BO	1.1	1.1	1.1	1.1
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

PLAY 4 FORMACION UNE SUPERIOR		CONSERVADORA	AVE	MEDIAN	OPTIMISTA
	RESORCES (MMSTB)	0.51631414	1.36415679	1.938961884	3.396075872
	AREA (ACRES)	452	452	452	452
	THICKNESS (FEET)	180	180	180	180
	PHIE (%)	9.00%	8.24%	8.26%	7.52%
	SW (%)	95.00%	85.57%	79.53%	60.67%
	BO	1.1	1.1	1.1	1.1
	FR	0.2	0.2	0.2	0.2

TOTAL RECURSOS (MMSTB)	18.81920837	34.0916393	40.79239091	54.7085927
------------------------	-------------	------------	-------------	------------

GUADALUPE MEDIO			
PHIE max	0.26	PHIE sd	0.057
PHIE min	0.107	PHIE max N	0.198
PHIE ave	0.075	PHIE min N	0.714
PHIE median	0.068		
Sw max	0.950	Sw sd	0.320
Sw min	0.498	Sw max N	0.744
Sw ave	0.740	Swmin N	0.224
Sw median	0.727		

GUADALUPE INFERIOR			
PHIE max	0.090	PHIE sd	0.010
PHIE min	0.075	PHIE max N	0.767
PHIE ave	0.082	PHIE min N	0.274
PHIE median	0.083		
Sw max	0.950	Sw sd	0.243
Sw min	0.607	Sw max N	0.651
Sw ave	0.856	Swmin N	0.153
Sw median	0.795		

UNE SUPERIOR			
PHIE max	0.075	PHIE sd	0.010
PHIE min	0.090	PHIE max N	0.767
PHIE ave	0.082	PHIE min N	0.274
PHIE median	0.083		
Sw max	0.950	Sw sd	0.243
Sw min	0.607	Sw max N	0.651
Sw ave	0.856	Swmin N	0.153
Sw median	0.795		

Tabla 20. Valores probabilísticos de propiedades petrofísicas para cálculo de recursos.

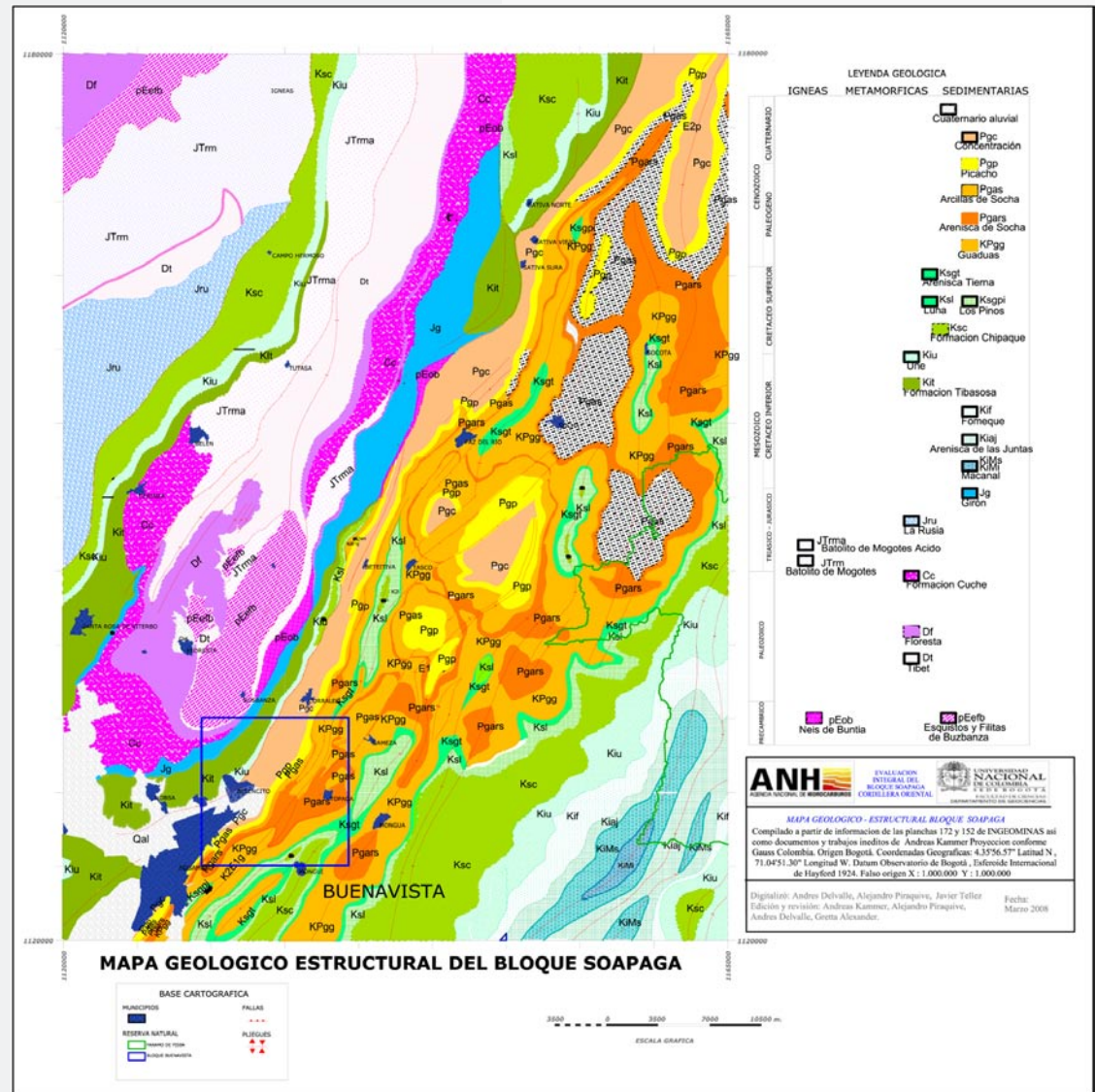
Capítulo 10

Conclusiones y recomendaciones

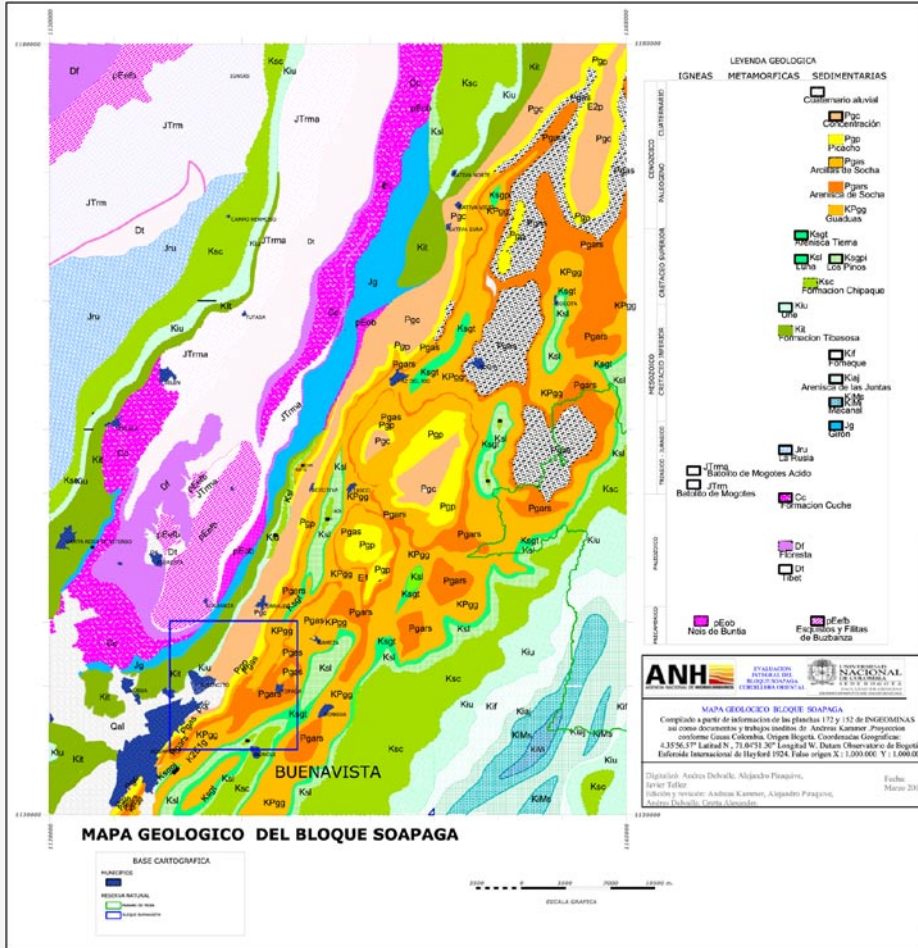
- El análisis de los datos gravimétricos disponibles del Bloque Soapaga y áreas circundantes permite identificar la presencia de anomalías negativas superpuestas de Bouguer simple, total y residual, que inferen la presencia de una subcuenca sedimentaria en el sector central del bloque Soapaga y en cuyo extremo mas sur se ubica el pozo Bolívar-1.
- La evaluación de los mapas de anomalía residual y soluciones Euler de profundidad coinciden en determinar una subcuenca sedimentaria de profundidad intermedia, con una secuencia entre 1200m y 1500m de profundidad, lo cual la hace muy interesante para orientar la exploración hacia el noreste del Pozo Bolívar-1, siguiendo la elongación de la subcuenca.
- La distribución de franjas angostas de soluciones puntuales de profundidad en los sectores al oeste y este del Bloque Soapaga infiere la presencia de rasgos estructurales de alto ángulo de buzamiento. Sin embargo, con base únicamente en esta información no se puede determinar el sentido de buzamiento (Hacia el Este u Oeste).
- Se presentan problemas de terminología estratigráfica, ya que en algunos trabajos se considera a la Formación La Luna como generadora de hidrocarburos y en otros se mencionan a formaciones como Churuvita y Conejo, aunque todas son equivalentes temporales de la Formación Chipaque del área de Soapaga. Esto es importante aclararlo para identificar la presencia de uno o más sistemas petrolíferos en el área, debido a que estas unidades tienen correspondencia con formaciones definidas formalmente en el Valle Medio del Magdalena y el área occidental del departamento de Boyacá (Zona de Arcabuco y Villa de Leiva) y no en el área de Soapaga.
- En los trabajos previos se ha intentado definir cuántas familias de hidrocarburos pueden haber en el área, sin embargo la información disponible no permite lograrlo de manera precisa lo cual lleva a que en algunos trabajos sólo se considere una familia (*Corelab, 1997*), en el de Petrobras (*Mello, 1995*) se mencionen dos familias y en el de *Cities Services (1983)* se mencione la posibilidad de tres familias.
- La ausencia de columnas estratigráficas detalladas en los puntos en los que se realizaron los muestreos, en particular para el caso de las muestras de roca, no permite establecer una buena relación entre las propiedades de calidad y madurez de la roca generadora y las variaciones faciales de las rocas generadoras, y su eventual relación con variaciones en los crudos tal y como lo plantean en el estudio de *Cities Services (1983)*.
- Lo anterior, junto con la falta de datos de subsuelo, impide generar mapas de calidad y madurez que puedan ser considerados confiables.
- Los crudos encontrados hasta el momento en el área de Soapaga, son crudos pesados (gravedad API $< 20^\circ$), con indicios de biodegradación, a partir de una roca depositada en un ambiente marino carbonático y en una etapa temprana de madurez termal. Lo cual coincide con las condiciones de depósito y madurez de las rocas cretácicas presentes en el área.
- Las rocas con mayor potencial para generar hidrocarburos en la cuenca de acuerdo con los estudios geoquímicos realizados, corresponderían principalmente con shales y biomi-

- critas de las formaciones Chipaque (equivalente temporal de las formaciones Churuvita y Conejo), y Tibasosa, aunque de esta formación no hay muchas muestras analizadas.
- El grado de madurez alcanzado de acuerdo a los datos de Tmax y reflectancia de vitrinita (%Ro) obtenidos de muestras de zanja de los pozos, indican que la secuencia sedimentaria perforada por los pozos Corrales-1 y Bolívar-1 se encuentra esencialmente inmadura, con las rocas del Terciario inmaduras y las rocas del Cretácico inmaduras a etapas de madurez temprana.
 - El estudio realizado por *Corelab (1997)* sugiere que los rezumaderos del Bloque Soapaga y los aceites de los pozos Corrales-1 y Bolívar-1 fueron generados de rocas de la Formación La Luna? a una madurez entre 0.75 y 0.8 %Ro. Sin embargo, las rocas equivalentes, correspondientes con la Formación Chipaque, no alcanzan estos valores en los pozos, y las rocas que alcanzan valores similares, de acuerdo con los modelos de generación 1D, serían las de la Formación Tibasosa, lo que deja abierta la posibilidad de que esta formación sea la principal fuente de hidrocarburos en el área.
 - Lo anterior parece contradecir lo determinado por *Mello et al., (1995)*, en cuanto al origen del crudo encontrado en el pozo Bolívar-1, ya que estos autores muestran buena correlación entre los extractos de roca de la Formación Conejo (Formación Chipaque) y el crudo encontrado en el pozo. Aunque no se puede descartar que las facies de la Formación Chipaque y Tibasosa sean similares, teniendo en cuenta los ambientes marinos en que fueron depositadas.
 - El Bloque Soapaga, presenta cuatro áreas de interés definidas en este estudio, cuyo volumen total de recursos por probar con una aproximación conservadora que corresponde a 18.8 MMSTB, una aproximación promedio de 34 MMSTB una mediana de 40.8 MMSTB y una aproximación optimista de recursos de 54.7 MMSTB
 - La complejidad del bloque a nivel estructural, hace que sea bastante difícil tener una apreciación libre de incertidumbre con respecto a los resultados de recursos, en especial para la Formación Une, que se proyecta como un horizonte productivo de notable interés, y en la cual la información petrofísica que existe es únicamente de muestras de afloramiento, ya que no fue perforada en ninguno de los pozos perforados en el área, lo cual no permite definir de manera confiable sus características.
 - Dada la separación entre las diferentes líneas sísmicas y al hecho que algunos plays se definieron con una sola línea sísmica y la geología de superficie, se debe mirar con un nivel de incertidumbre bastante amplio el valor de los recursos por probar generado.
 - Y por lo tanto para cualquiera de los cuatro plays mencionados se considera como acción futura la necesidad de adquirir información sísmica para detallar y determinar los límites de las trampas.
 - Aunque se logró determinar con cierta certeza los valores petrofísicos para las diferentes formaciones en los pozos Bolívar-1 y Corrales-1, logrando obtener valores correlacionables con otros estudios tanto para la zona de arenas como de calizas, su uso como análogo en las estructuras más alejadas implica posibles errores en el cálculo de volúmenes realizado.

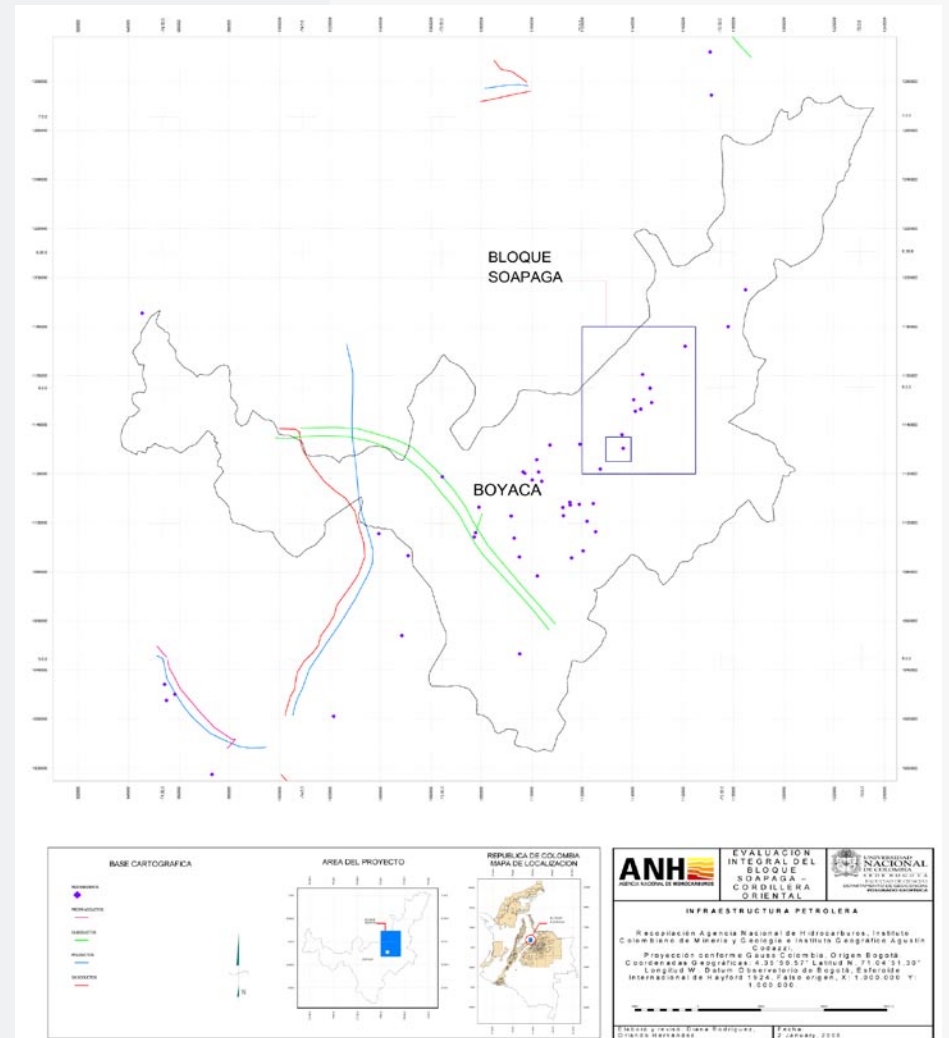
Anexos 11



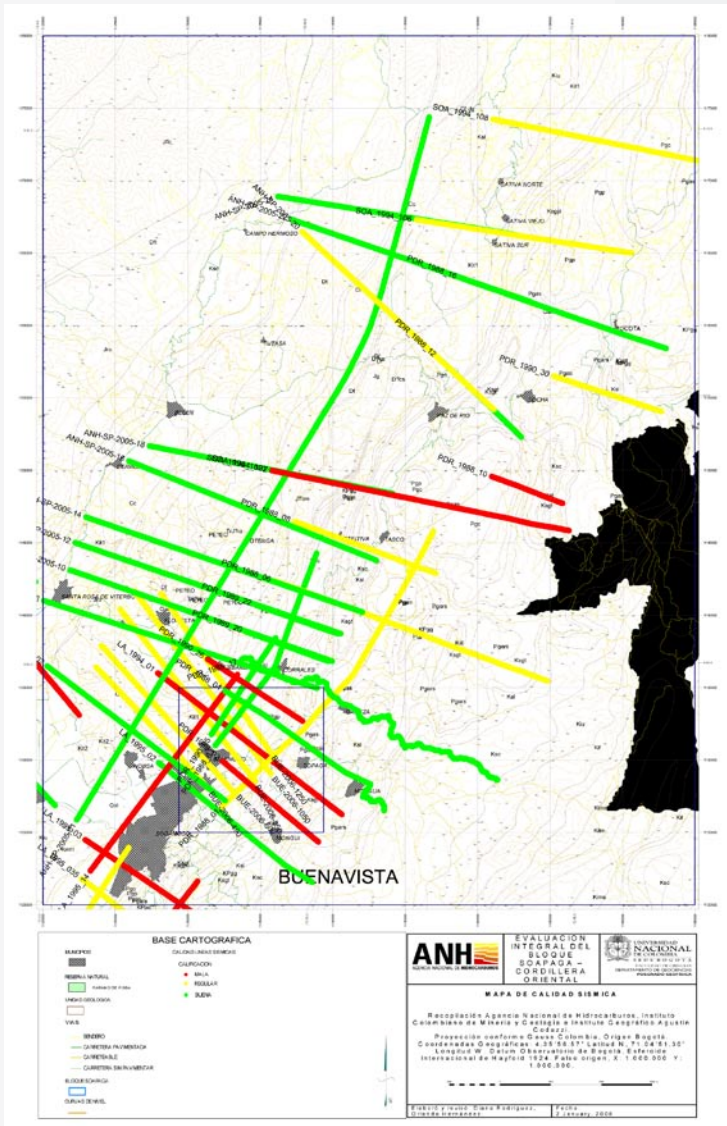
Anexo 1. Mapa geológico-estructural de la zona.



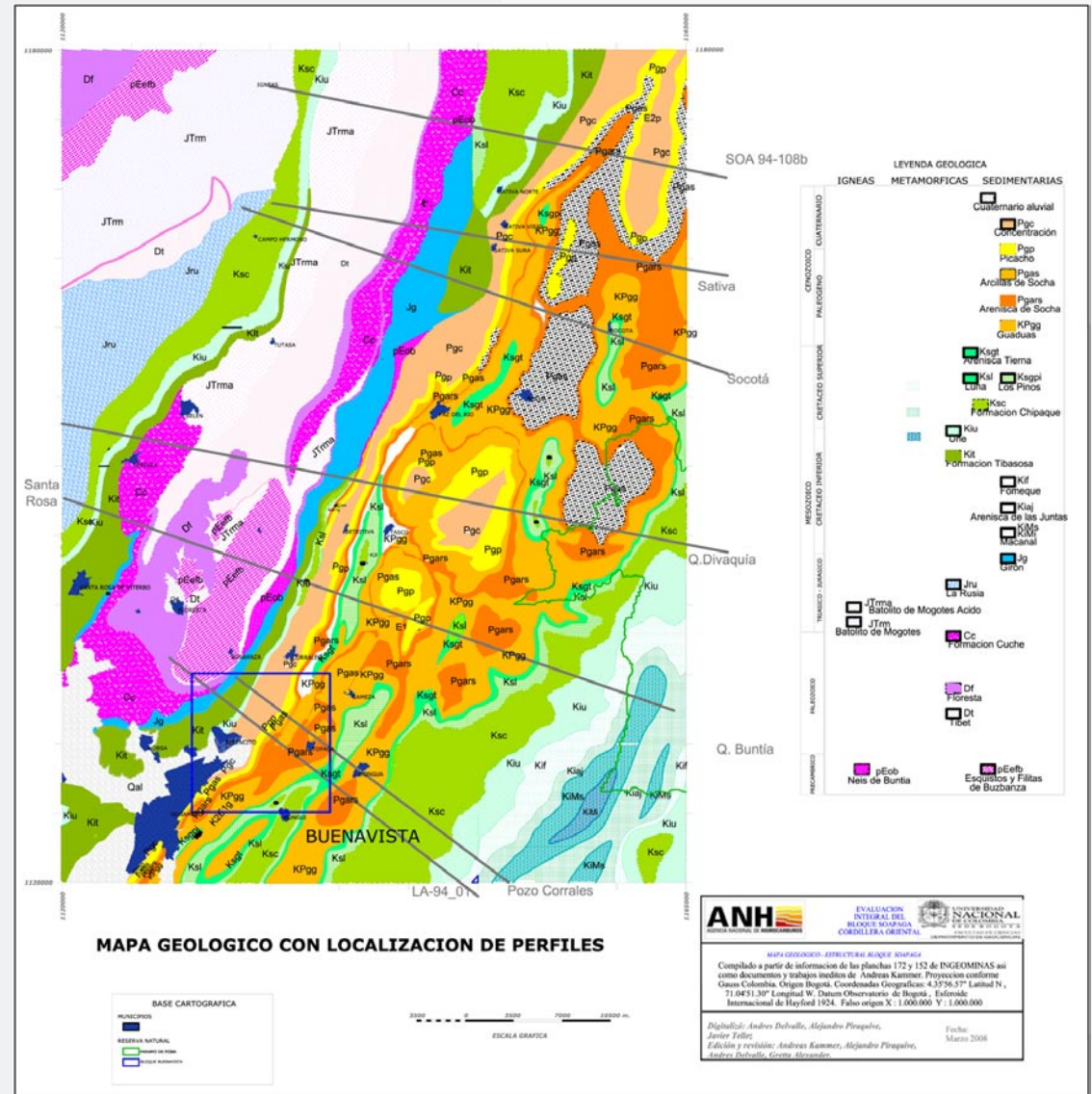
Anexo 2. Mapa geológico de la zona.



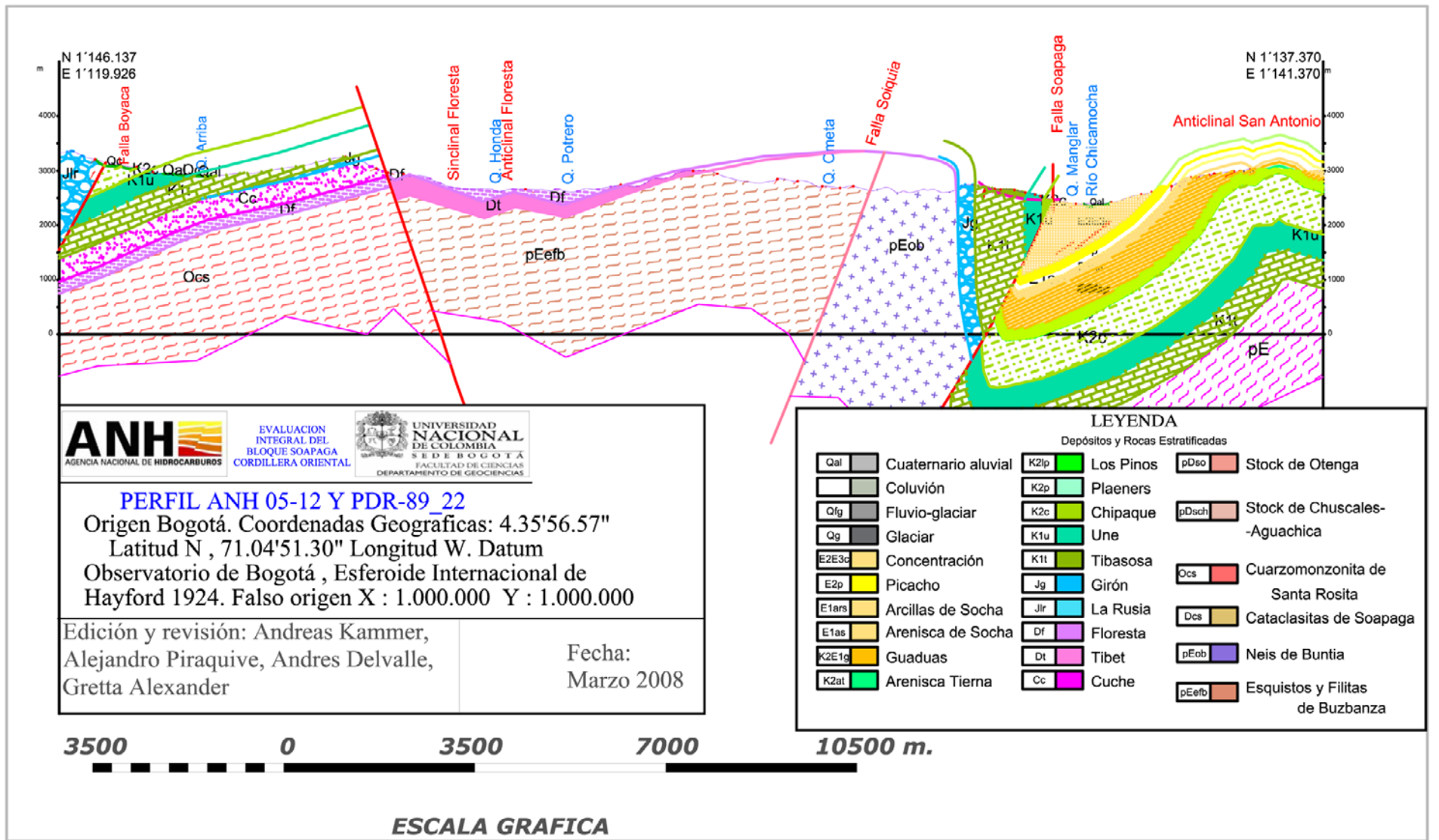
Anexo 3. Mapa de Infraestructura petrolera cercana al bloque de estudio.



Anexo 4. Mapa de ubicación líneas sísmicas con categorías de calidad.



Anexo 5. Mapa geológico del bloque con la ubicación de los perfiles estructurales.



Anexo 6. Perfil representativo del dominio sur de la Falla de Soapaga.



EVALUACION INTEGRAL DEL BLOQUE SOAPAGA CORDILLERA ORIENTAL



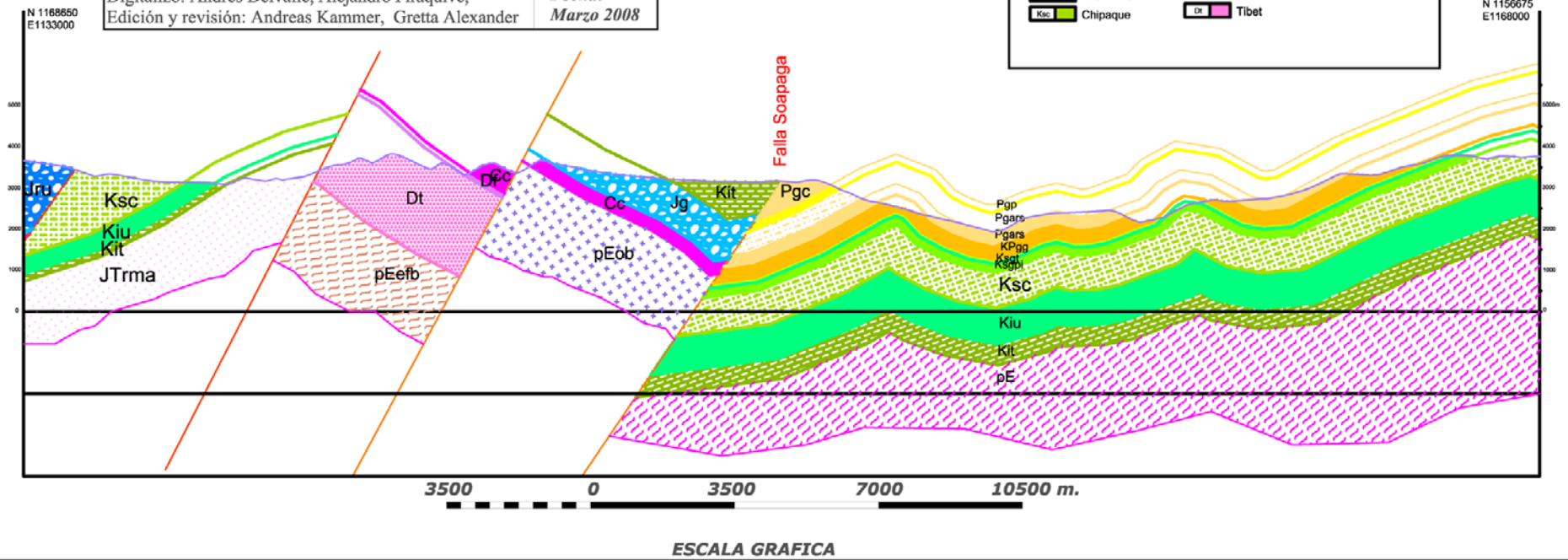
PERFIL ANH 05-22 Y PDR-88 16

Proyeccion conforme Gauss Colombia. Origen Bogota
 Coordenadas Geograficas: 4.35°56.57" Latitud N , 71.04°51.30"
 Longitud W. Datum Observatorio de Bogota , Esferoide Internacional de Hayford1924. Falso origen X : 1.000.000 Y : 1.000.000

Digitalizó: Andres Delvalle, Alejandro Piraquive,
 Edición y revisión: Andreas Kammer, Gretta Alexander

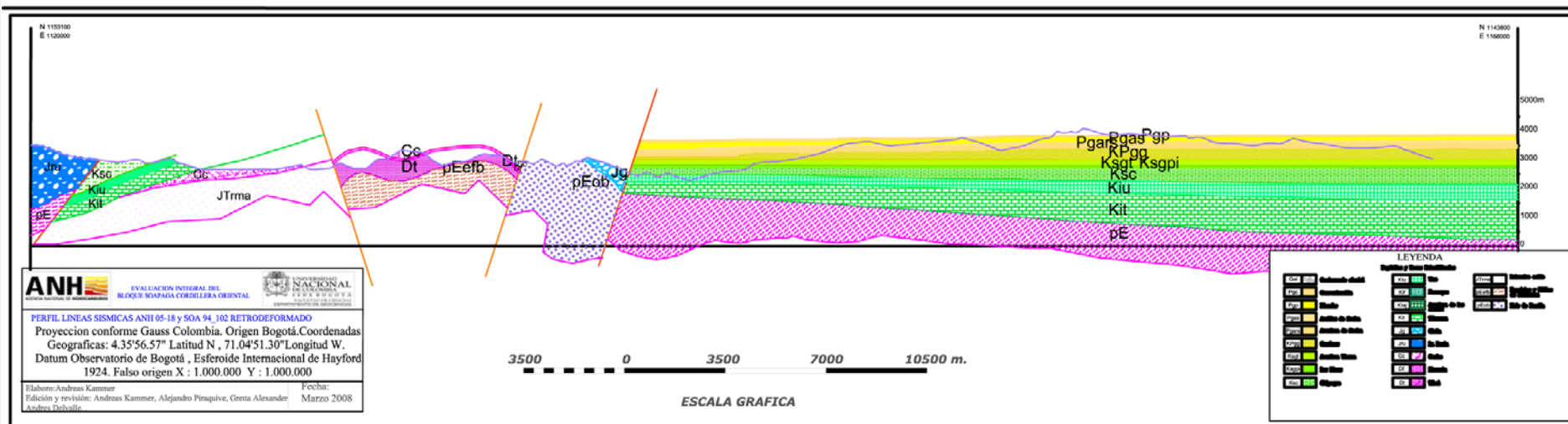
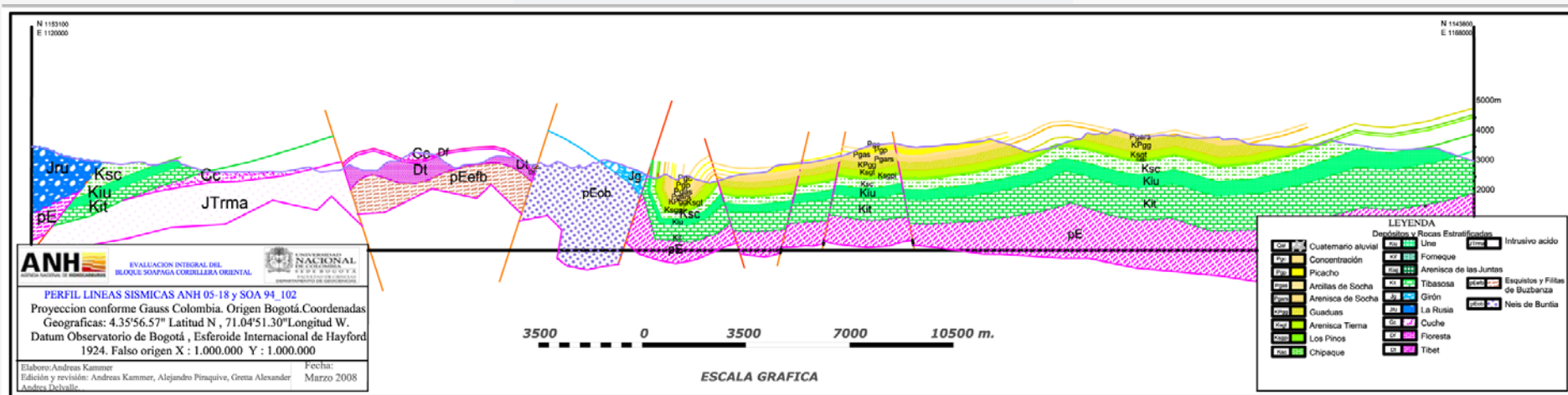
Fecha:
 Marzo 2008

LEYENDA			
Depósitos y Rocas Estratificadas		Intrusivo ácido	
Qal	Cuaternario aluvial	KU	Une
Pgc	Concentración	KF	Fomeque
Ppc	Picacho	Kst	Arenas de las Américas
Pgsa	Arcillas de Socha	KI	Tibasosa
Pgasa	Arenisca de Socha	Jg	Girón
KPgg	Guaduas	Jru	La Rusia
Kstg	Arenisca Tierra	Cc	Cuche
Kagp	Los Pinos	DT	Floresta
Ksc	Chipaque	DE	Tibet
		ITma	Intrusivo ácido
		Esq	Esquistos y Filitas de Buzbarza
		pEob	Neis de Buntia

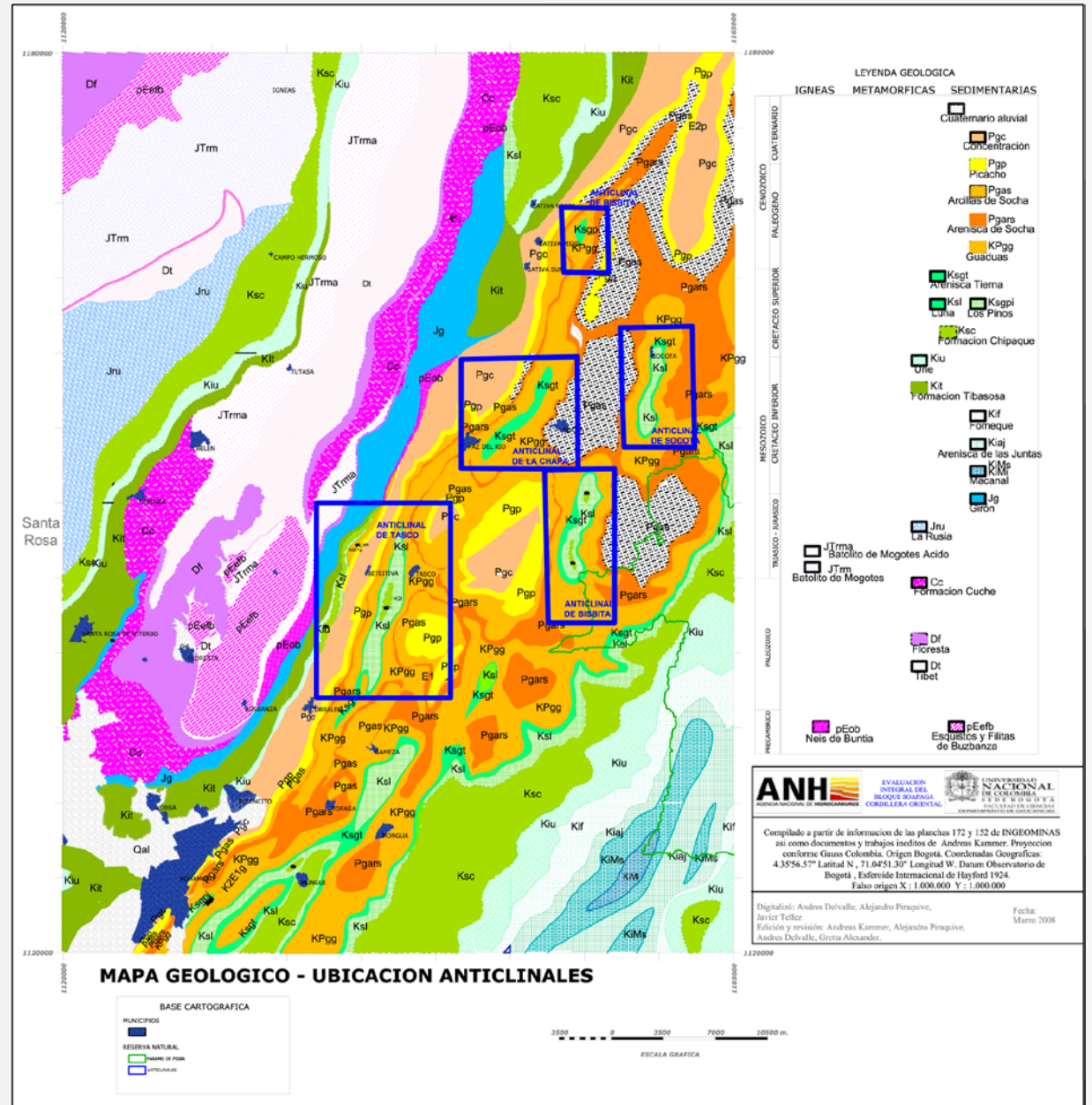


Anexo 7. Perfil representativo del dominio norte de la Falla de Soapaga.

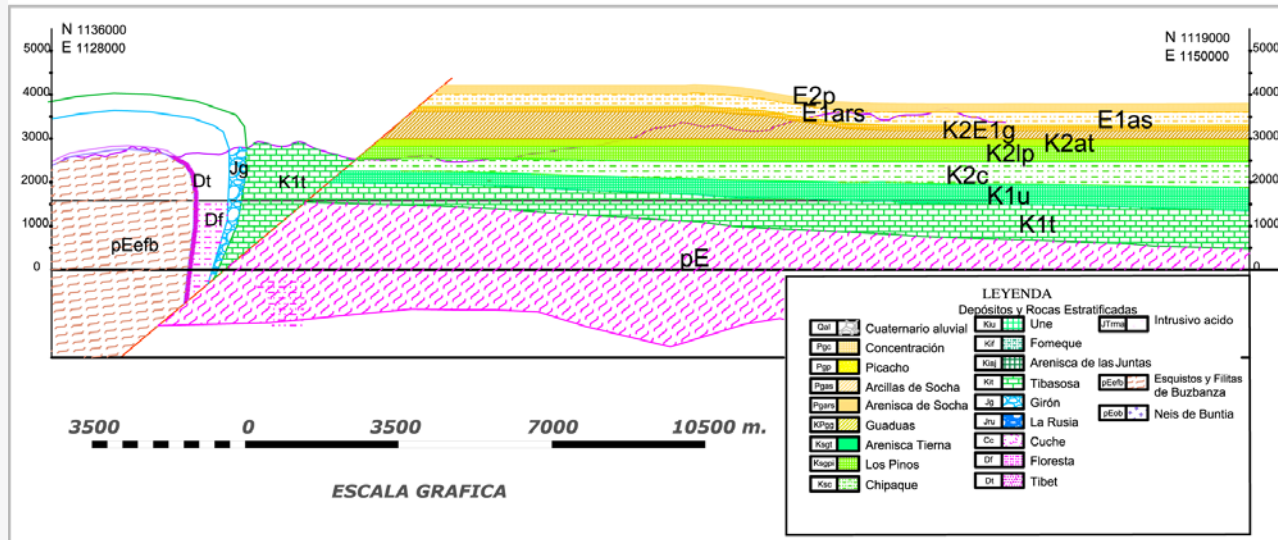
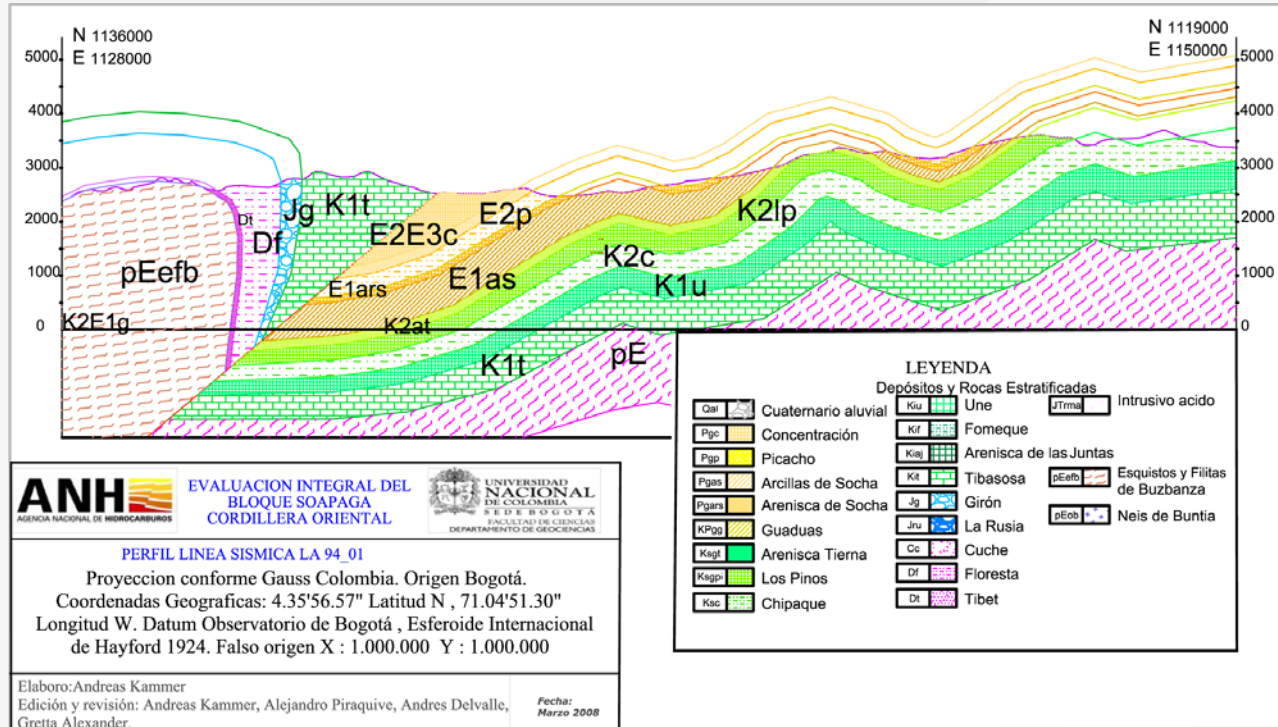




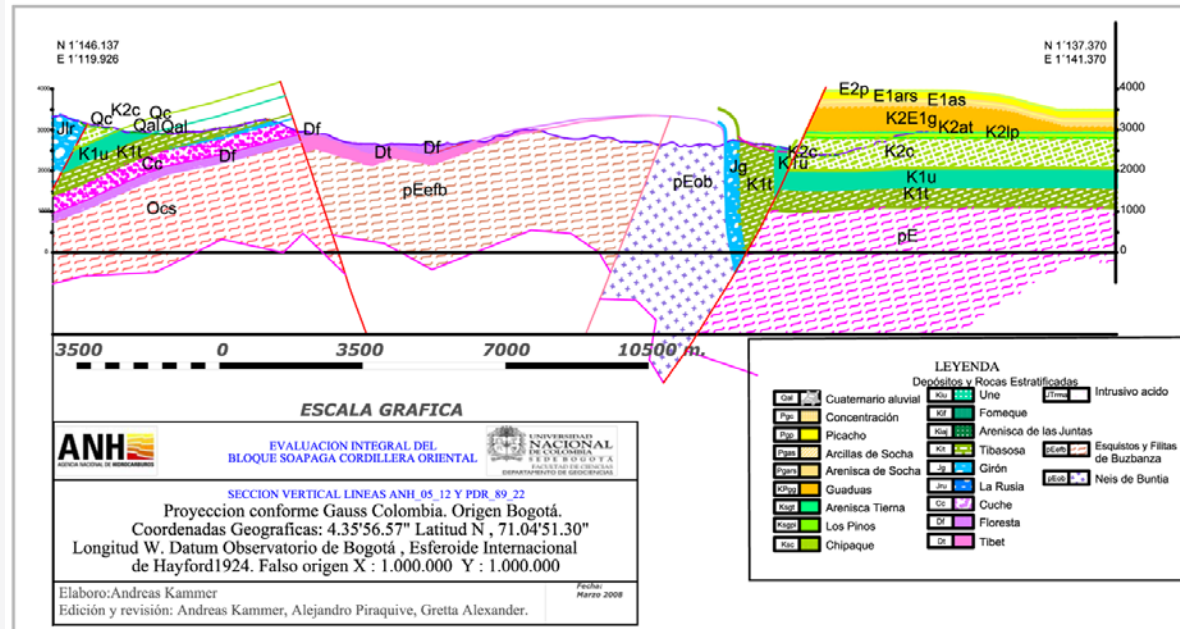
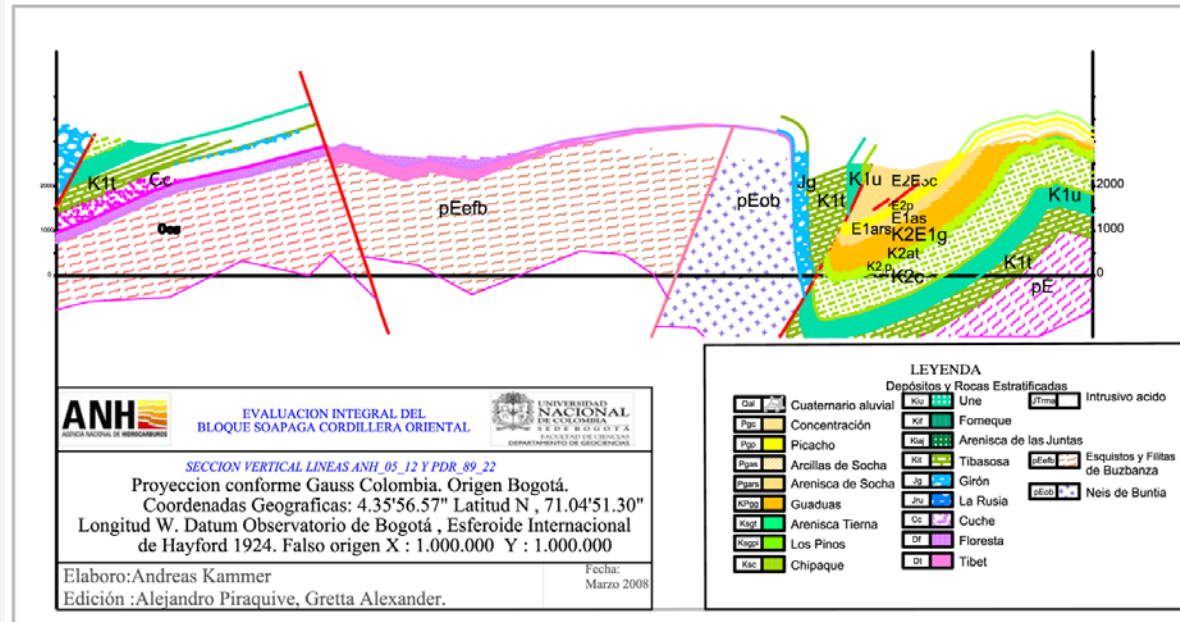
Anexo 8. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_18 y SOA-94_102.



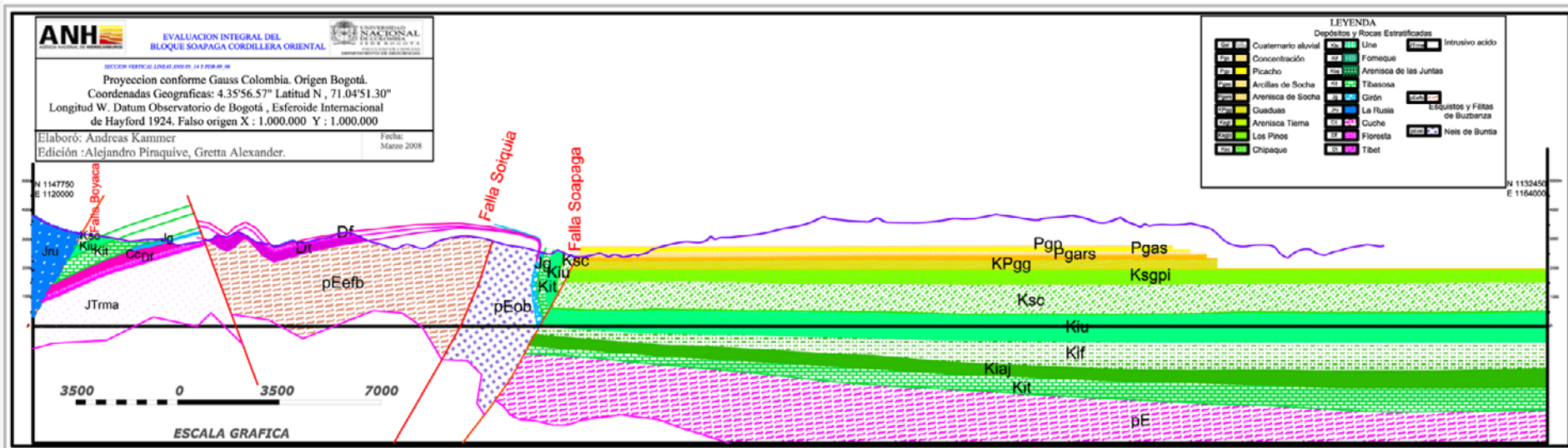
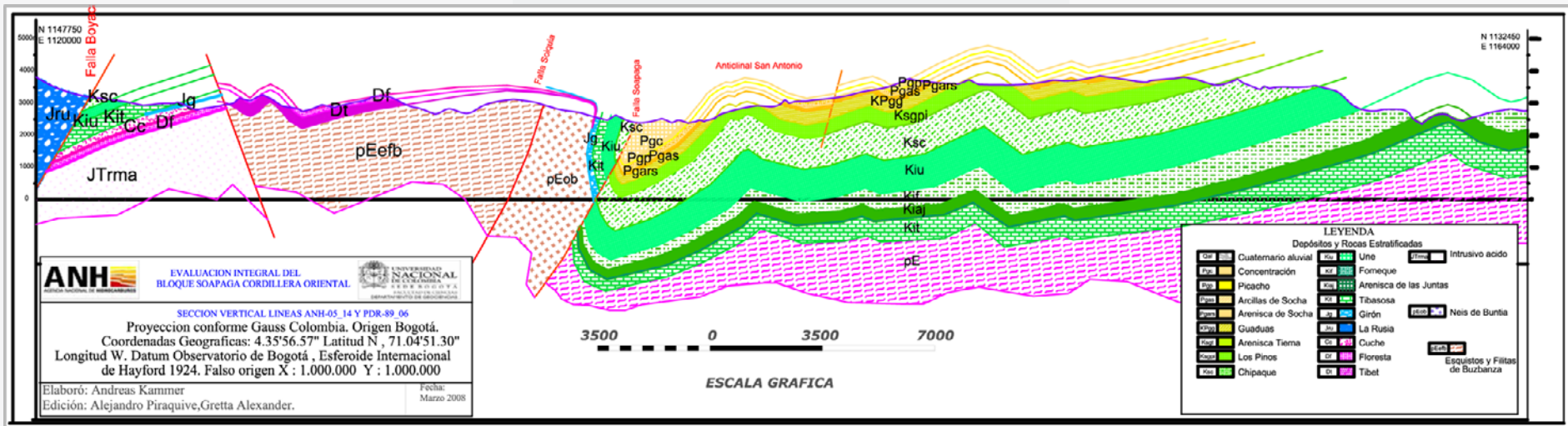
Anexo 9. Mapa de ubicación de estructuras Anticlinales existentes.



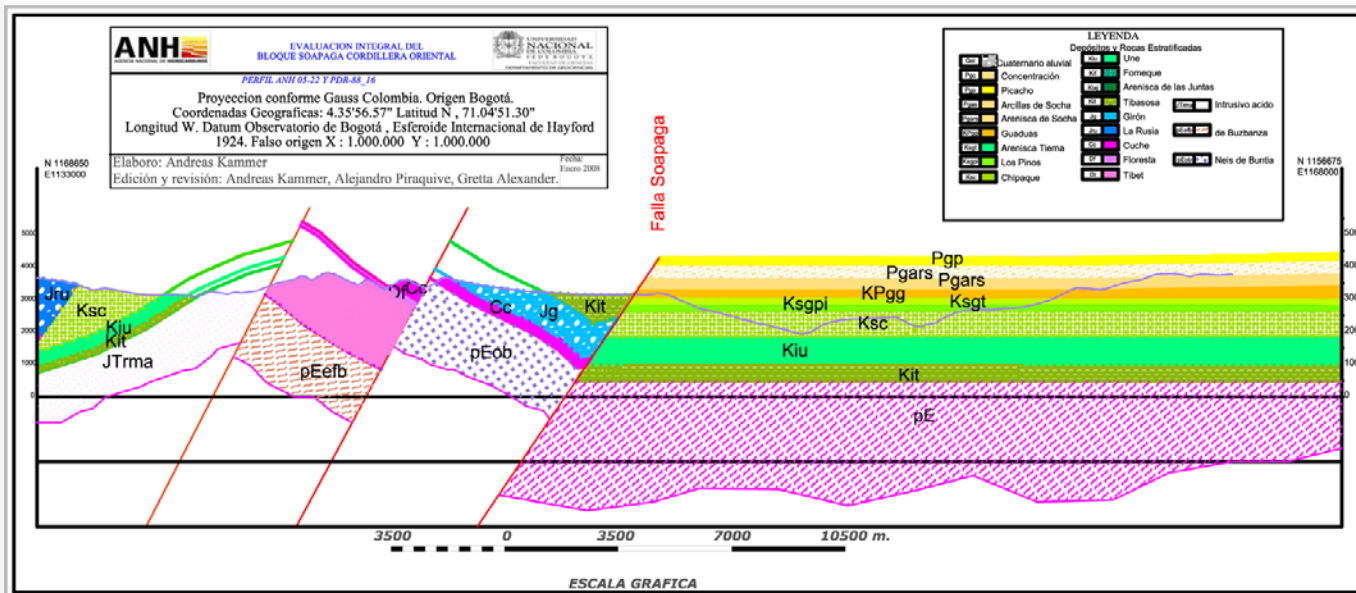
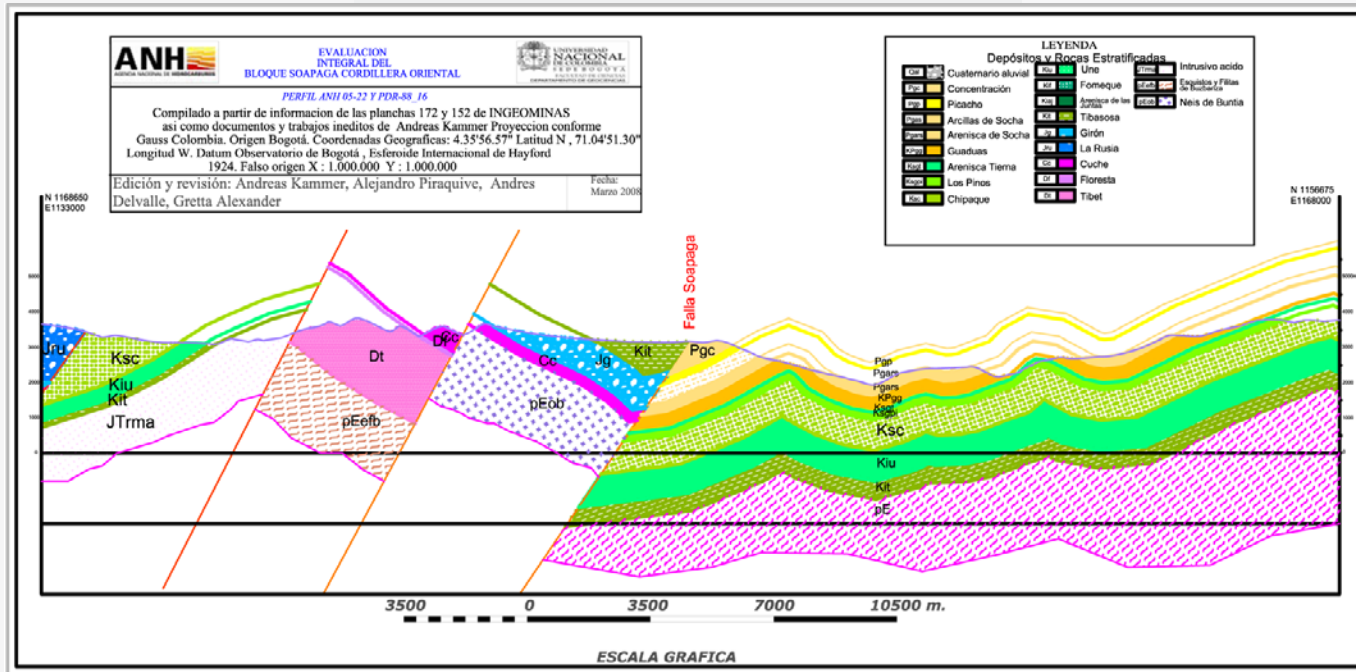
Anexo 10. Seccion vertical por la línea sísmica LA – 94_01 con el pozo Bolívar y su equivalente restaurado.



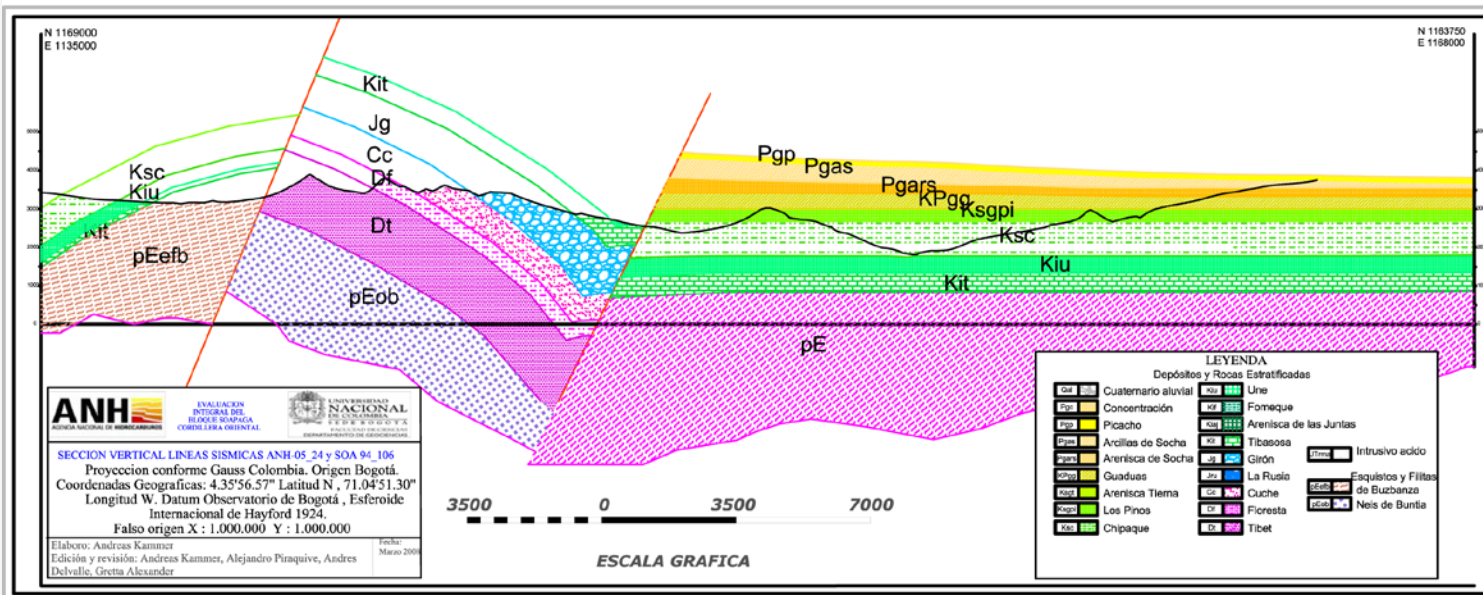
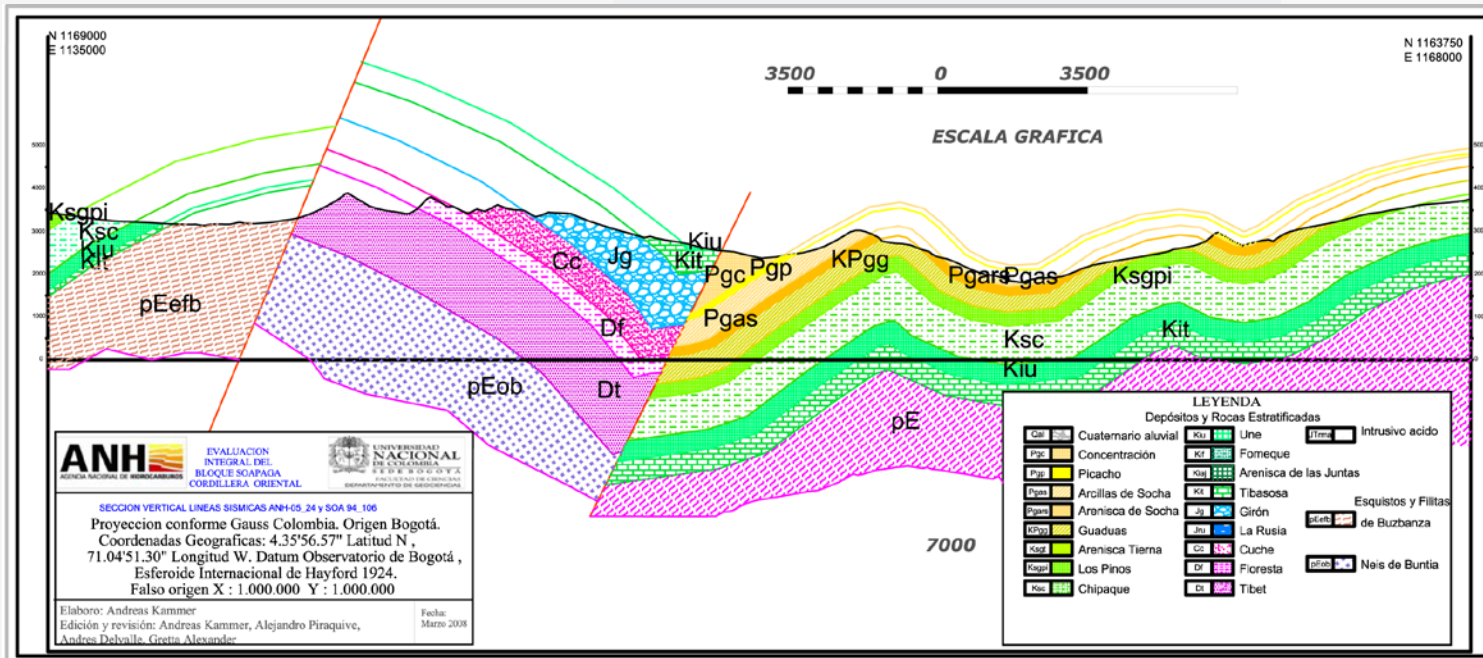
Anexo 11. Sección vertical por un trayecto aproximado a las líneas sísmicas de ANH-05_12 y PDR-89_22.



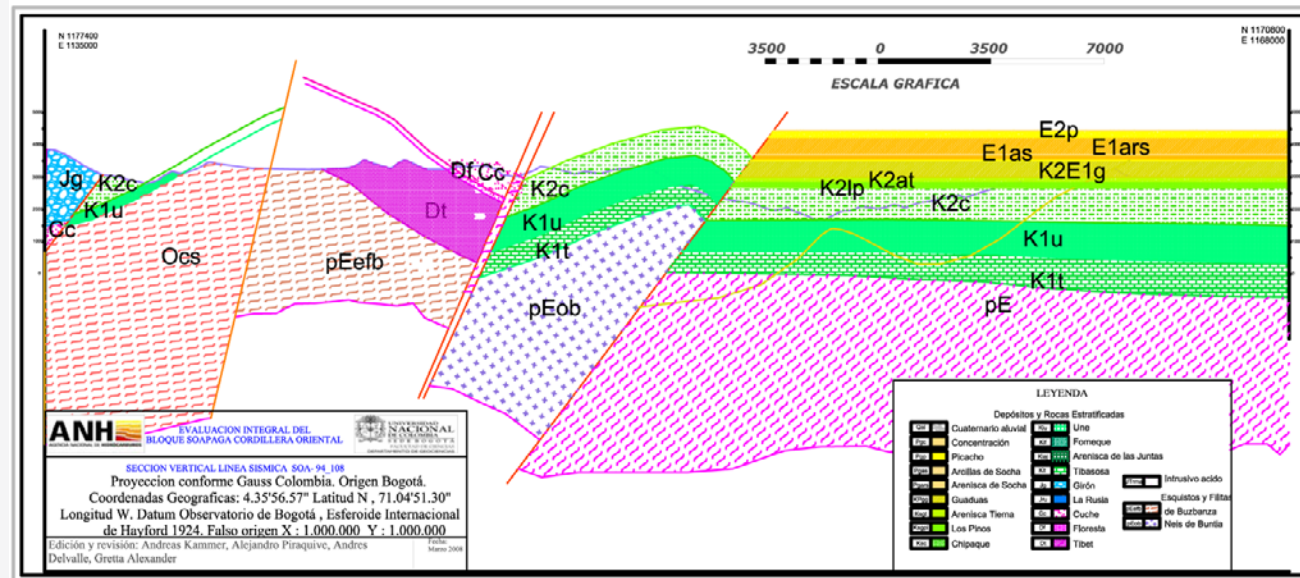
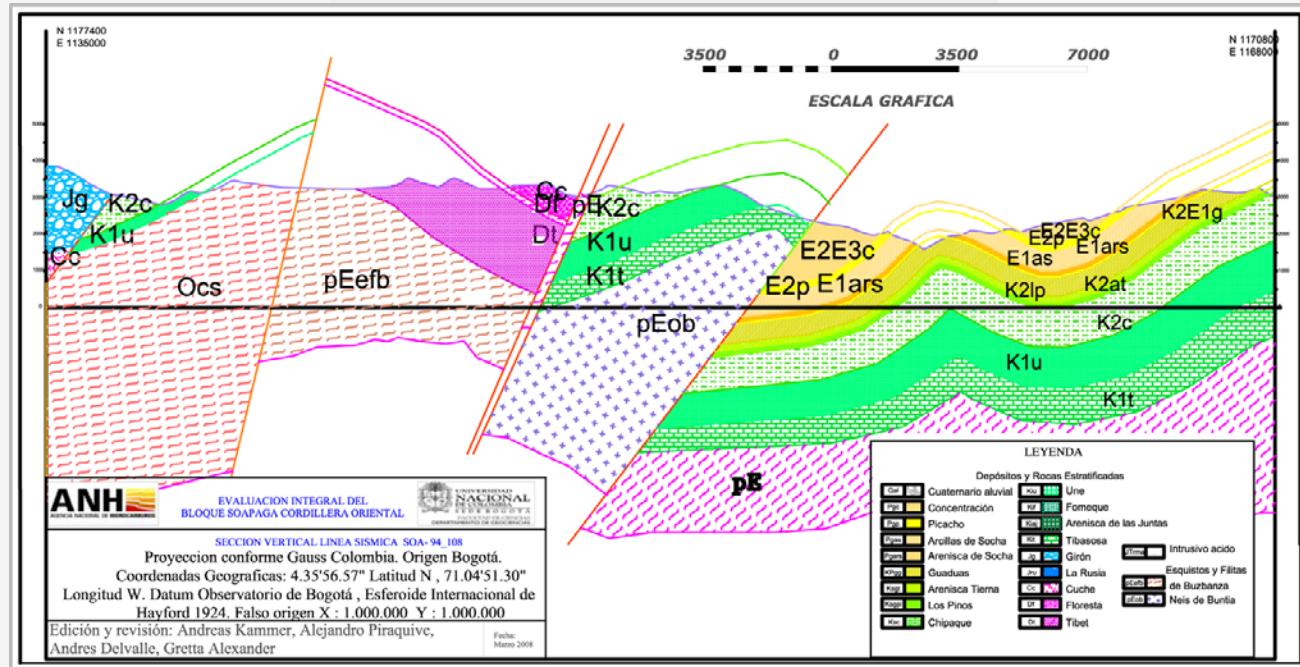
Anexo 12. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_14 y PDR-89_06 y su equivalente restaurado.



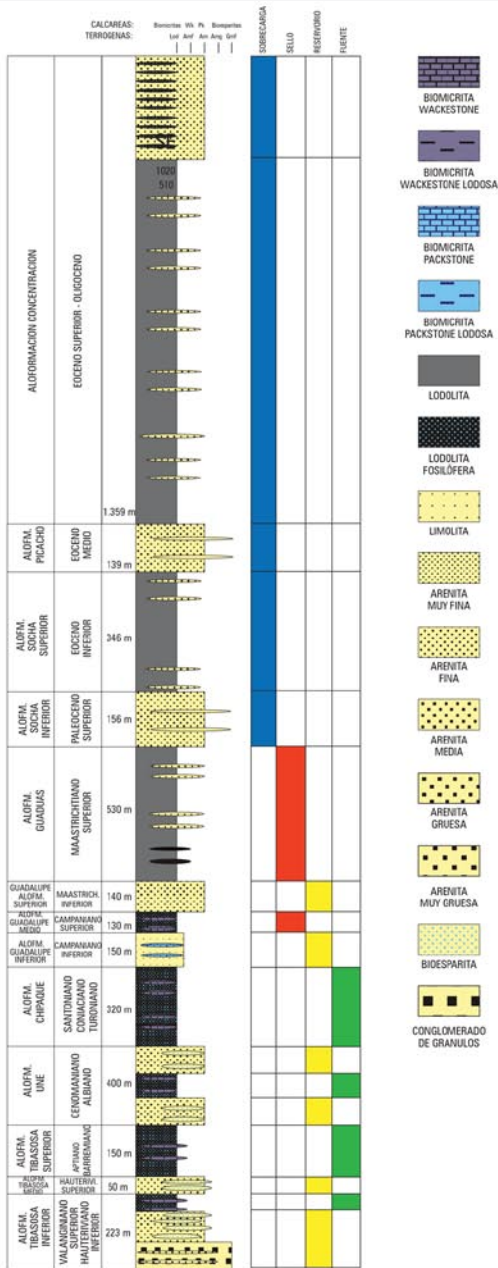
Anexo 13. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_22 y PDR-88_16 y su equivalente restaurado.



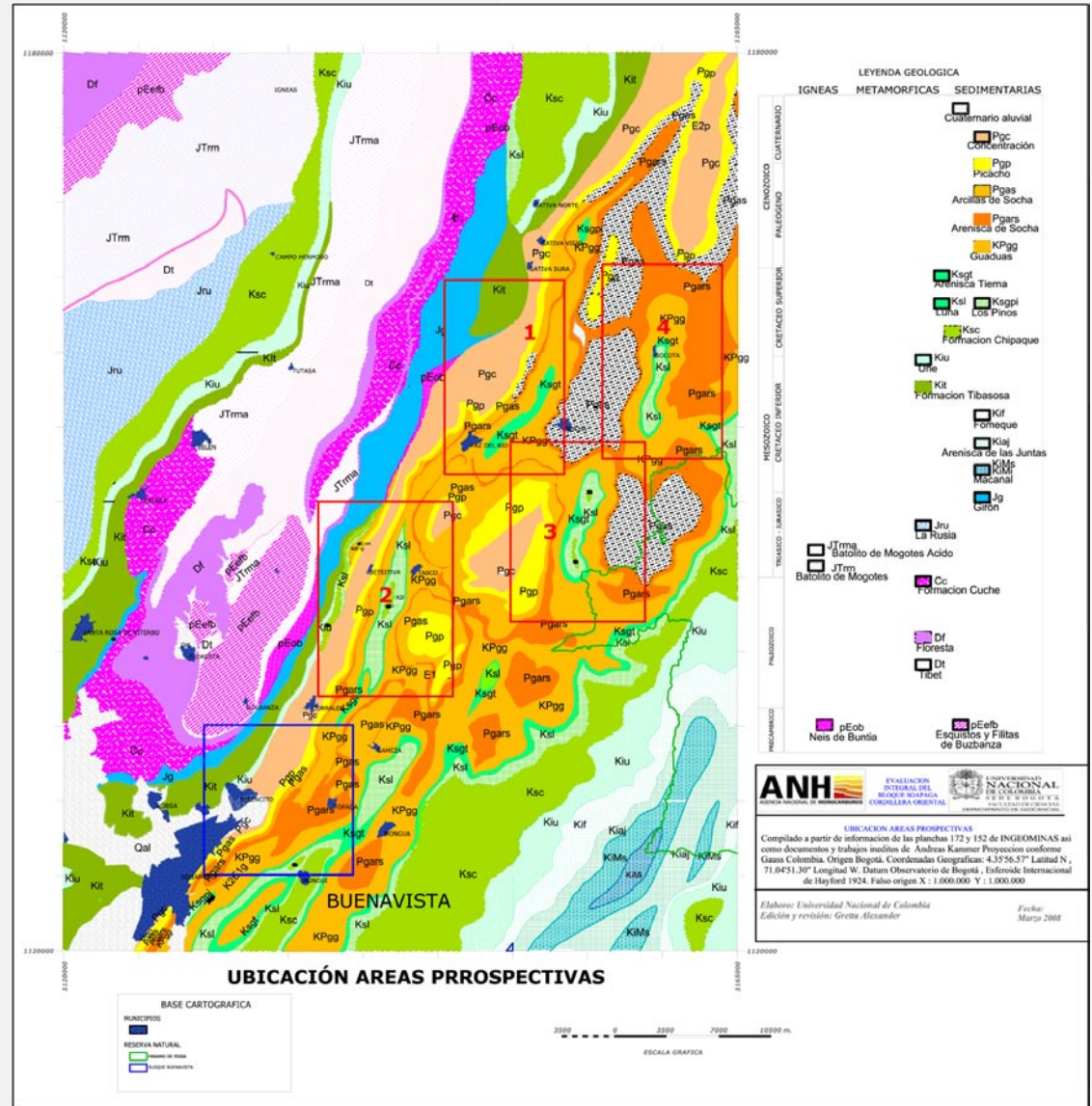
Anexo 14. Sección vertical por las líneas sísmicas de ANH-05_24 y SOA-94_106 y su equivalente restaurado.



Anexo 15. Sección vertical por las líneas sísmicas de SOA-94_108 y su equivalente restaurado.

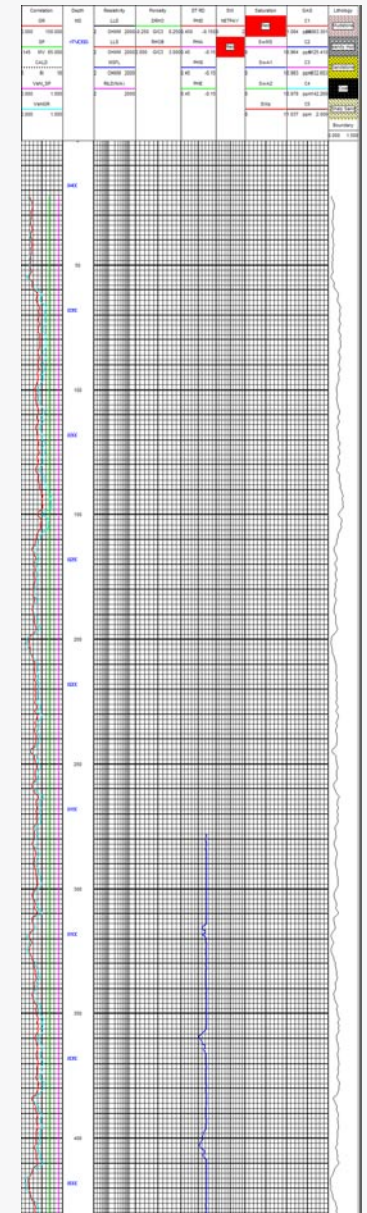
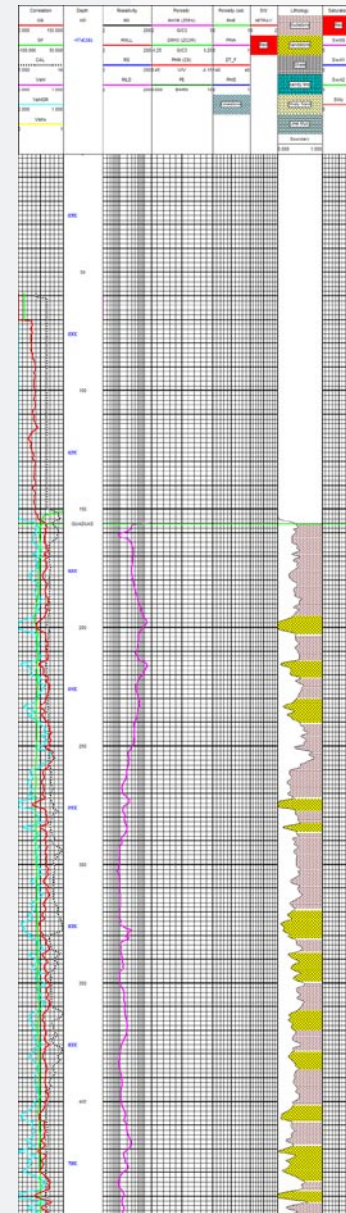
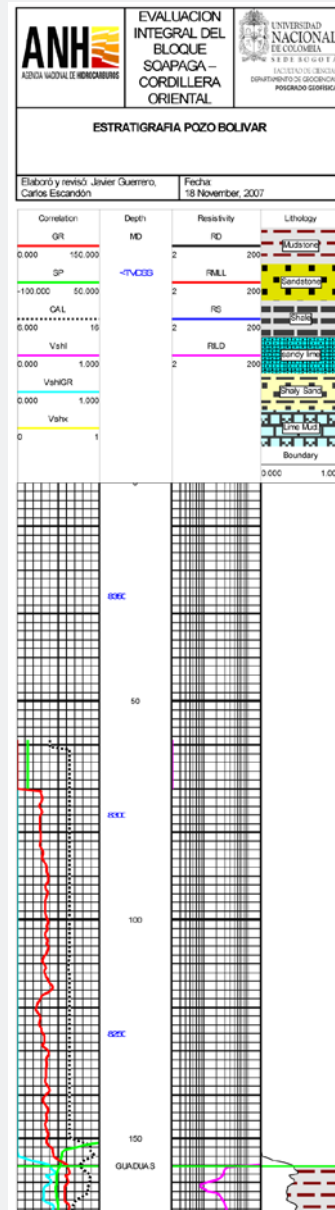
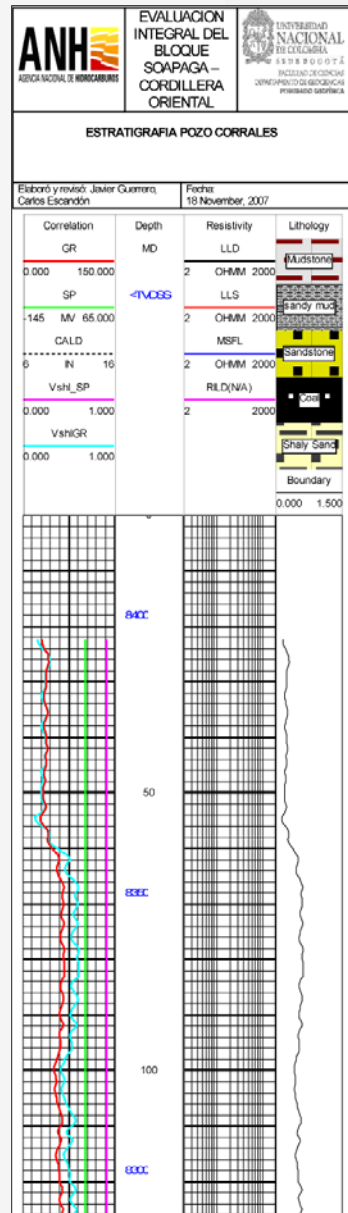


Anexo 16. Columna estratigráfica generalizada del Bloque Soapaga.



Ubicación de estructuras de interés en el bloque Soapaga.

Para revisar esta información, por favor acceda a la carpeta Anexos, en la raíz del disco duro.



Anexo 18. Columnas Petrofísicas.

12

Bibliografía

ALVARADO, B.; SARMIENTO, R. 1944. Informe geológico sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la región de Paz de Río, Departamento de Boyacá. Serv. Geol. Nal., Informe 468, inéd., 132 p. Bogotá.

ANH & Geostudios, 2006. "*Cartografía Geológica, Cuenca Cordillera Oriental, Sector Soapaga*". Internal report ANH.

ARENAS, J. E., 2005. Litología y petrología de las metamorfitas carbonatadas y metasedimentitas asociadas de la Formación Silgará, faja noroeste de Mutiscua (Macizo de Santander, Norte de Santander.- Trabajo de grado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

BARRET, S. F. 1983. Paleogeographic implications of Devonian faunal distributions in the Circum- Caribbean area. 10 Caribb. Geol. Conf. Abst., 23. Cartagena, Colombia.

BOTERO, G. 1950. Reconocimiento geológico del área comprendida entre los municipios de Belén, Cerinza, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Depto. de Boyacá. Ingeominas, Informe 534; CEGOC, 8:244-311.

BRANQUET, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P. R., Baby, P., Laumonier, B., and Giuliani, G., 2002, Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guatèque-Medina area), Colombia: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, no. 4, p. 391-407.

BURG, J.P., 1975, Maximum Entropy Spectra Analysis, Ph.D. Thesis, Stanford University.

BÜRGL, H. 1957. Bioestratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Inst. Geol. Nal., Bol. Geol., 5(2):113-185. Bogotá.

BÜRGL, H. 1958. El Jurásico e Infracretácico del río Batá, Boyacá. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 1-6(1-3):169-211. Bogotá.

BÜRGL, H. 1959a. Estratigrafía y estructura de la región entre Chía y Tenjo, Cundinamarca (Revisión del informe 1299). Serv. Geol. Nal., Informe 1331. Bogotá.

BÜRGL, H. 1959b. Fósiles infracretácicos de la Sierra Nevada del Cocuy recolectados por Th. van der Hammen, Serv. Geol. Nal., Inf.; 3 p. Bogotá.

BÜRGL, H. 1961. Historia geológica de Colombia. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., 11(43):137-191. Bogotá.

BÜRGL, H. 1964. El Jura –Triásico de Colombia. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 12(1-3):5-31. Bogotá.

CAMPBELL, C. 1962. A Section through the Eastern Cordillera of Colombia between Bogotá and Villavicencio. Col. Soc. Petrol. Geol. Geophys., 4th Annual Field conference. 29 p., Bogotá.

CAMPBELL, C. 1967. Lamina, lamina set, bed and bedset. Sedimentology, 8:7-26.

CASTER, 1939. A Devonian fauna from Colombia. Bull. Am. Paleontol., 24(83):1-214.

CEDIEL, F. 1968. Grupo Girón. Una molasa mesozoica de la cordillera oriental. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 16(1-3):5- 96. Bogotá.

CEDIEL, F. 1969. Geología del Macizo de Floresta. 1 Congr. Col. Geol., Mem. :17-29.

COLOMBIAN SOCIETY OF PETROLEUM GEOLOGISTS AND GEOPHYSICISTS, 1961. Cundinamarca-Boyacá Muzo Emerald Mines. 2^a Annual Field Conf., 29 p. Bogotá.

COLLETA, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., and Rudkiweicz, J. L., 1990, Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., Petroleum and Tectonics in Mobile Belts: Paris, Editions Technip, p. 81-100.

CAMPBELL, C.J., 1968, The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting: Transactions, 4th Caribbean Geological Conference, Port-of-Spain, Trinidad, 1965, 247-261.

CITIES SERVICES, 1983, Boyaca Area Geochemical Reports.

ORE LABORATORIES, 1997, Geochemical Evaluation of one hundred twenty-two outcrop and seep samples. Soapaga Block, Eastern Cordillera, Colombia. January 1997.

CLAERBOUT Y RONEN, 1985, "Surface-consistent residual statics estimation by stack power maximization", *Geophysics* Vol. 50, No.12.

CRAIN E.R., *Log Analysis Handbook. Volume 1. Quantitative log analysis methods.* 1996.

CRAIN E.R., *Crain's Petrophysical Pocket Pal.* 2004

DÖRR, W., Grösser, J. R., Rodríguez, G. I., Kramm, U., 1995, Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 187-194.

ELLIS, S., Beaumont, C., Jamieson, R.A., Quinlan, G., 1998. Continental collision including a weak zone: The vise model and its application to the Newfoundland Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 1323-1346. *f earth sciences*

ESQUIVEL, H.; Flórez, J.; Martínez, W.; Obando, G. y Sánchez, L., 1998. Mapa Gravimétrico de Colombia, Convenio: IGAC - INGEOMINAS. Santafé de Bogotá, D. C.

ETAYO, F., Renzoni, G., Barrero, D., 1969. Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. Primer Congreso Colombiano de Geología, INGEOMINAS, Bogotá.

FABRE, A., 1985. La dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). In: Etayo, F., and Laverde, F. (eds.), *Proyecto Cretácico*, Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, 16, Chapter XIX, Bogotá.

FABRE, A. 1986. *Geologie de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillère Orientale de Colombie)*. Tesis doctorado, Fac. Sciences, U. Genève. Genève.

FREYMUELLER, J. T., Kellogg, J. N., and Vega, V., 1993, Plate motions in the north Andean region: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B12, p. 21,853-21,863.

GARDNER, G. H. F., Wang, S. Y., Pan, N. D., and Zhang, Z., 1986, Dip-moveout and prestack imaging: *Ann. Mtg. Offshore Tech. Conf., Expanded Abstracts*, Vol. 2, 75-81.

GUERRERO J (2002) A Proposal on the Classification of Systems Tracts: Application to the Allostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 1: Berriasian to Hauterivian. *Geología Colombiana* 27: 3-25.

GUERRERO J (2002) A Proposal on the Classification of Systems Tracts: Application to the Allostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 2: Barremian to Maastrichtian. *Geología Colombiana* 27: 27-49.

HEDBERG, H. D.; SASS L. C. 1937. Synopsis of the geologic formations of the western part of the Maracaibo Basin, Venezuela. *Bol. Geol. Min.*, 1(2-4):71-112. Caracas.

HETTNER, A. 1892. Die Kordillere von Bogotá. *Peterm. Mitt., Erg.*, 22(104):1-131.

HUBACH, E. 1931. *Geología Petrolífera del Departamento de Norte de Santander*. Serv. Geol. Nal., Informe 176, inédito, parte A, pp. 1-218; parte B, pp. 219-246; parte C (láminas), 26 lam. Bogotá.

HUBACH, E. 1945a. La Formación Cáqueza, región de Cáqueza (oriente de Cundinamarca). *Comp. Est. Geol. Ofic. Col.*, Tomo 6, p. 23-26, Bogotá.

HUBACH, E. 1945b. La región de Panga, al noreste de Choachí, Depto. Cundinamarca. *CEGOC*, 6:27-37. Bogotá.

HUBACH, E. 1957a. Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. *Inst. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 5(2): 93-112. Bogotá.

HUBACH, E. 1957b. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. *Inst. Geol. Nal., Informe* 1212, 166 p. Bogotá.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI, 1985. *Atlas de Colombia*. 3ª edición, Editolaser Ltda. 217 p.

INGEOMINAS, 1997. *Atlas Geológico Digital de Colombia*, Memoria Técnica. Versión 1.0. 252 p. Bogotá

JIMÉNEZ, D. 2000. Fascículo Esquistos y Filitas de Busbanzá Inf. Interno., INGEOMINAS, 1-17. Bogotá.

JULIVERT, M. 1961. El Papel de la gravedad y de la erosión en las estructuras del borde oriental de la Sabana de Bogotá. *UIS, Bol. Geol.*,(8):5-20. Bucaramanga.

JULIVERT, M. 1963. Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de las estructuras. *UIS, Bol. Geol.*, 13 y 14.

JULIVERT, M. 1968. *Lexique Stratigraphique International. Amerique Latine, Colombie (premiere partie) - Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique-Tertiaire.* 5(4a) :1-651. Centre Nat. Rech. Sci. Paris.

KAMMER, A., 1996. Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta. *Geología Colombiana* 21, 65-80.

KAMMER, A., Sánchez, J. 2006. Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. – *Journal of South American Earth Sciences* 21/4, 412-422.

KEAREY, P & Brooks, M.1984. *An Introduction to Geophysical Exploration*, Second Edition. Editorial Oxford, London.

LANGENHEIM, R. L. 1959. Preliminary report on the stratigraphy of the Giron Formation in Santander and Boyacá. *UIS, Bol. Geol.*, (3): 35-50. Bucaramanga.

LANGENHEIM, J. H. 1960. Late paleozoic and early mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón Formation. *Serv. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 8(1-3):95-132. Bogotá.

LUNDBERG J, MARSHALL L, GUERRERO J, HORTON B, MALABARBA M, WESSELINGH F (1998) The Stage for Neotropical Fish Diversification: A History of Tropical South American Rivers. In Malabarba L, Reis R, Vari R, Lucena Z, and Lucena C (eds). *Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes*. Edipucrs, Porto Alegre, 603 p

LÓPEZ, A. Bayona, G., 2007. Procedencia de sedimentos paleoceno-oligoceno en la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia y aportes

a la evolución del área. – Memorias XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga.

MIALL A.R., Principles of sedimentary Basin Analysis. Third edition, 2000.

MANTILLA A., R. Bueno. Introducción a la petrofísica e interpretación de registros eléctricos. 2006

MANUALES: SEISVISION, GEOATLAS, SEISBASE, 6.0. Landmark Company. Geographix. 2001.

MAY, P. R., 1971. Pattern of Triassic-Jurassic dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. Geological Society of America, Bulletin 82, 1285-1291.

MELLO, M., Trindade, L.A., Henz, G.I. & Francolin, J., 1995. The habitat of petroleum of the Tunja-Soapaga area, Upper Magdalena Basin, Colombia: A geochemical characterization of oil seeps and potential source rocks. June 1995.

MESCHÉDE, M., and Barckhausen, U., 2000. Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. In: Silver, E.A., Kimura, G., and Shipley, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 170: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–10 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/170_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR170_07.PDF>.

MOJICA, J.; VILLARROEL, C. 1984. Contribución al conocimiento de las Unidades Paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana, Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cucho. U. Nal., Geol. Col., 13:55-80. Bogotá.

MOJICA, J., Villarroel, C., 1992. Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta Cordillera Oriental de Colombia, Depto. De Boyacá) y en especial al de la Formación Cucho. Geología Colombiana 13, 55-80.

MÜLLER, R.D., Royer, J.-Y. Cande, S.C. Roest, W.R., Maschenkov, S., 1999. New constraints on the Late Cretaceous/Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In: Mann, P. (ed.). Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World. Amsterdam, Elsevier, 4, 33-57.

NEWMAN, P., 1973. Divergence Effects in a Layered Earth: Geophysics Vol. 38, No. 03, P. 481-488.

NAVAS, J. 1963. Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). UIS, Bol. Geol., (12):19-34. Bucaramanga.

OLSSON, A.; CASTER, E. 1937. Devonian fauna from Colombia, Sotuh America. Proc. Geol. Soc. Am., 269- 270.

OTIS, ROBERT M. Schneidermann, Nahum. A process for evaluating exploration prospects. 1997

PENNINGTON, W.D., Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America, J. Geophys. Res. 86 (1981) 10753 ^ 10804. [27] B.W. Tichelaar, L.J. Rui, Seismic coupling along the

PÉREZ, G.; SALAZAR, A. 1971. Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. U. Nal., Geol. Col., 10:7-85. Bogotá.

PINDELL, J.L., 1985a. Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas: proto-Caribbean Sea. Tectonics, 4, 1-39.

PINDELL, J., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W.V., Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved. - Geologica Acta, Vol.4, N°1-2, 2006, 303-341. Available online at www.geologica-acta.com

RABE, E. H. 1977. Zur Stratigraphie des ostandinen Raumes von Kolumbien. I. Die Abfolge Devon Jura der Ostkordillere Nördlich von Bucaramanga, II. Conodonten des jüngeren Paläozoikum der Ostkordillere, Sierra Nevada de Santa Marta und der Serranía de Perijá. Giessener Geol. Schriften, 11:1-233. Giessen.

REEVES, C, 1991. Potential field data processing and interpretation. Department of Earth Resources surveys, ITC, The Netherlands

RENZONI, G. 1962. Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 10(1-3): 59-79. Bogotá.

RENZONI, G. 1968. Geología del Macizo de Quetame. U. Nal., Geol. Col., (5):75-127. Bogotá.

RENZONI, G. 1981. Geología del cuadrángulo J-12 Tunja. Ingeominas, Bol. Geol., 24(2):31 - 48, (escrito en 1967). Bogotá.

ROYO y GÓMEZ, J. 1942. Fósiles devónicos de Floresta (Departamento de Boyacá). CEGOC, 5:389-395. Bogotá.

ROBINSON, E.A., Trietel, S., 1980, Geophysical Signal Analysis, Prentice-Hall, Inc.

SOTELO, C. I. 1997. Informe de comisión de campo Macizo de Floresta. Ingeominas, Informe preliminar, inédito.

TEIXEIRA, W., Gaeta, C.C., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. – Precambrian Research 42, 213-227.

TELFORD, W.M. Geldart, L.P 1990. Sheriff. R.E. Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University Press, USA

TORO, J., 1990, The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia [M.Sc thesis]: Tucson, University of Arizona, 53 p.

TRAVIS, B. 1955. Classification of rocks. Quaterly of the Colorado School Mines. 50(4):1–11. U.S.A.

TRUMPY, D. 1943. Pre-Cretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Am., 54(9):1281-1304. New York.

TURCOTTE D.L., Schubert., G. 2002, Geodynamics, second edition, Cambridge University press, New York, 456 pp.

ULLOA, C., & Rodríguez, E., 1979. Geología del Cuadrángulo K12, Guateque: Boletín Geológico Ingeominas, v. 22, no. 1, p. 3-55.

ULLOA, C. 1985. Hierro oolítico en el norte de Suramérica. 4 Congr. Latinoam. Geol., Trinidad and Tobago. En: CARR B.; CHRISTIAN J. T. (eds.). Trinidad and Tobago Printing & Packing, 263 – 275.

ULLOA, C. y RODRÍGUEZ, E. 1973. Mapa Geológico de la Plancha 172, Paz de Río, INGEOMINAS, inédito, Bogotá.

ULLOA, C. y RODRÍGUEZ, E. 1979a. Geología del Cuadrángulo K-12, Guateque, Boletín Geológico Ingeominas, Vol.22, No1, p. 2-55, Bogotá.

ULLOA, C. y RODRÍGUEZ, E. 1979b. Geología de la Plancha 170 Vélez y 190 Chiquinquirá, Ingeominas, Informe 1794, 45 p. Bogotá.

ULLOA, C. y RODRIGUEZ, G. I. 1982. Intrusivos ácidos Ordovícicos y post – Devónicos en la Floresta (Boyacá). 6 Congr. Col. de Geol., 18 p, Cali.

ULLOA, C. RODRIGUEZ, E Y RODRIGUEZ, G. 2003. Geología de la Plancha 172 Paz del Río. Memoria Explicativa. Ingeominas. Bogotá.

VAN DER HAMMEN, T. 1957. Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental de Colombia). Inst. Geol. Nal., Bol. Geol., 5(2):189-203. Bogotá.

VARGAS, R.; ARIAS A.; JARAMILLO, L.; TÉLLEZ, N. 1981. Geología del Cuadrángulo H–13 Pamplona, Colombia. Escala 1:100.000 Inst. Nal. Invest. Geol. Min.

VELANDIA, F., Acosta, J., Terraza, R., and Villegas, H., 2005. The current tectonic motion of the northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia: Tectonophysics, v. 399, no. 1-4, p. 313-329.

WARD, D. E.; GOLDSMITH, R.; CRUZ, J., JARAMILLO, L.; VARGAS, R. 1970. Mapa Geológico del Cuadrángulo H– 13, Pamplona, Departamento de Santander. Ingeominas, inédito. Bogotá.

WARD, D. E.; GOLDSMITH, R.; CRUZ, J.; RESTREPO, H., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander., Bol. Geol. Ingeominas, 21(1-3):1-132. Bogotá.

WATTS, A.B. 2001, Isostasy and flexure of the lithosphere. First edition, Cambridg University Press, New York, 458 pp.

WEBER, F.F., 1990a, Geochemical Evaluation of the Corrales-1 well, Eastern Cordillera, Colombia, EXXON PRODUCTION RESEARCH COMPANY Report, December 1990.

WEBER, F.F., 1990b, Geochemical Evaluation of the Bolívar-1 well, Eastern Cordillera, Colombia, EXXON PRODUCTION RESEARCH COMPANY Report No. EPR.17ES-90, February 1990.

WESSELINGH F, HOORN C, GUERRERO J, RASANEN, M, ROMERO L, SALO J (2006) The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Peru, Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution. Scripta Geologica. Leiden: , v.133, p.291 - 322, 2006.

**INVENTARIO, INTERPRETACIÓN Y EVALUACIÓN
INTEGRAL DE LA INFORMACIÓN GEOLÓGICA,
GEOFÍSICA Y GEOQUÍMICA DEL BLOQUE SOAPAGA**

Realizado por

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS

Director

Luis A. Montes V. Ph.D.

Comité Editorial

Jairo Mojica Ph.D. ANH
Gretta Carolina Alexander M.Sc. UNAL
Juan Jose Gómez Geol. ANH
Juan Carlos Ballesteros Geol. ANH
Cristian Peñafort M.Sc.ANH

Comité Científico – Universidad Nacional de Colombia

Luis Montes Ph.D.
Orlando Hernandez Ph.D.
Andreas Kammer Ph.D.
Javier Guerrero Ph.D.
Jose Maria Jaramillo Ph.D.
Gretta C. Alexander M.Sc.
Roberto Aguilera Geólogo
Eduard Medina Ing. Petroleos
Diana M. Rodriguez Fisica
Carlos Escandon M.Sc.
Javier Tellez Geólogo

AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS
República de Colombia

General Director

Dr. José Armando Zamora R.

Sub-director Técnico (E)

Carlos Alberto Vargas Ph.D.

Geólogos Gestión de Conocimiento

Andrés Pardo Ph.D.
Christian Sánchez
Juan J. Gómez
Andrés J. Lozano
Juan C. Ballesteros
Luis A. Briceño
Jairo Mojica
Hans Morales
Cristian Peñafort
Carlos Rey
Diego Tovar
Carolynna Arce

Cartografía

Edgar Medina

Comunicación Corporativa

Adriana Acero

Diseño

Manttis Estudio

Preparación de información

Universidad Nacional. Bogotá