ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

TECTONO-ESTRATIGRAFÍA DEL BORDE CENTRO-OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE MANABÍ ENTRE BAHÍA DE CARÁQUEZ Y PEDERNALES

TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA

GINA ELIZABETH VILLEGAS LÓPEZ

ginavillegas86@gmail.com

MARIBEL ALEXANDRA ROMO LLUSCA

maribel.romo4@gmail.com

DIRECTOR: Dr. PEDRO REYES PhD.

pedro.reyes@epn.edu.ec

Quito, mayo 2019

DECLARACIÓN

Nosotras, Gina Elizabeth Villegas López y Maribel Alexandra Romo Llusca declaramos que el trabajo aquí descrito es de nuestra autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o certificación profesional; y, que hemos consultado las referencias que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normativa institucional vigente.

Gina Elizabeth Villegas López

Maribel Alexandra Romo Llusca

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Gina Elizabeth Villegas López y Maribel Alexandra Romo Llusca, bajo mi supervisión.

_____

PhD. Pedro Reyes.

AGRADECIMIENTO

Agradezco a Dios por su infinita bendición y a mi estrellita “Lucero del Alba” que siempre me han acompañado y no han permitido que no desmaye en mi camino.

A mi Director de Tesis, profesor y amigo; Phd. Pedro Reyes por confiar en mí y permitirme vivir este grato momento bajo su dirección.

Al Ing. Marcelo Echeverría quien me enseñó a dar mis primeros pasos en el camino de la geología.

A mi amiga, compañera y pareja de tesis Mary gracias mi querida amiga por permitirme vivir esta aventura geológica juntas.

A mi querida Amiga Lis por todas las anécdotas en clases y en campo “las dos hacemos una súper geóloga”.

A mi querida amiga Dayita, por esas clases sobre puntos calientes únicas.

A mi hermano Luis por acompañarme y aprender a reconocer Subibaja en campo.

A mi querido amigo Pablito siempre incondicional.

A la Seño Veru por ser una amiga y madre para mis hijas en mis momentos de ausencia.

A todos los Ingenieros Jimmy, Vanessa, Diego que contribuyeron con sus conocimientos para que este proyecto se lleve a cabo.

Al BIPE y Ing. Cesar Andrade por facilitarnos la información requerida para nuestro estudio.

A la Dra. Anita Cabero por guiarme y motivarme en culminar mi proyecto de vida.

A mis padres por haber hecho de mí la mujer que soy.

A mi Silvestre mi gato tontito por todos esos besitos de ánimo y abrigo en las noches de estudio.

A mi querida suegra Doña Inés por ser una madre para mí.

A todos y cada las personas que conocí en este camino lleno de aventuras, desaciertos y alegrías.

Att. Gina

AGRADECIMIENTO

Agradezco a Dios por caminar a mi lado durante toda mi vida, por sostenerme en los momentos difíciles y por permitirme saber que, aunque tropiece no me dejará caer.

Al PhD. Pedro Reyes por apoyarnos en la elaboración de este trabajo, por ser un guía paciente, por ser un buen maestro y un amigo confiable.

A la Doctora Ana Cabero por su tiempo y ayuda. Muchas gracias por su apoyo y conocimiento indispensables en el desarrollo de este proyecto.

Al BIPE y al Ing. Cesar Andrade que nos proporcionaron los datos para la realización de este trabajo.

A los Ingenieros Diego Palacios, Jimmy Cunduri, Vanessa Escobar y Tatiana Gonza por brindarnos de su tiempo y conocimientos.

A todos los profesores que he tenido el gusto de conocer en este trayecto, gracias por compartirnos sus valiosos conocimientos y aportar a nuestras vidas.

A mi amiga y compañera de tesis Gina, por todo tu esfuerzo y dedicación para sacar adelante este trabajo, gracias por todas las experiencias compartidas y por las que están por venir.

A mis amigos, gracias por soportarme y ser parte de las batallas libradas.

A nuestros acompañantes de campo Liss, Pablo y Luis, nunca voy a olvidar esas anécdotas sobre todo la de la puerta rota y el tanque de agua.

A mis amigos del M9, en especial al José por darme valor y hacerme ver que una equivocación no es el fin del mundo, en fin, gracias por todas las enseñanzas, al Migue por los consejos y las pláticas divertidas de los almuerzos y a mi Paty querida por ser una gran amiga y mantenerse a mi lado durante todos estos años, sin ustedes tampoco lo habría logrado, siempre serán una parte importante de mí.

A mis padres y mis hermanos por su apoyo incondicional.

Att: Maribel

DEDICATORIA

A mi amado esposo Bolívar por ser mi amigo, profesor y compañero de vida, a ti por todo tu esfuerzo y dedicación.

A mis princesas Mell, Mica, Ale y Cata, por ser mis fuerzas y empuje.

Juntos hacemos un gran equipo.

DEDICATORIA

A mi hermana Ampa que siempre ha creído en mí aun cuando yo misma no creía, por ser mi fortaleza, mi ejemplo, mi amiga y por cuidar de mí. Si llegue hasta aquí en gran parte es por ti.

A mi Padre por todo su esfuerzo y sacrificio para que tengamos un buen futuro, por toda la fe y la confianza.

A mi Madre por ser una guerrera y continuar en pie a pesar de todo, por su amor incondicional y gran compañía.

CONTENIDO

DECLARACIÓN I

CERTIFICACIÓN II

AGRADECIMIENTO..... III

AGRADECIMIENTO..... IV

DEDICATORIA..... V

DEDICATORIA..... VI

ÍNDICE DE FIGURAS XI

ÍNDICE DE TABLAS XVI

RESUMEN XVIIVII

ABSTRACT..... XVIIIIII

CAPÍTULO 1 1

1. Introducción..... 1

1.1. Antecedentes Y Justificativos 1

1.2. Objetivos de la Investigación 2

1.2.1. Objetivo General..... 2

1.2.2. Objetivos Específicos 2

1.3. Alcance del proyecto 3

1.4. Metodología..... 3

1.5. Área de Estudio..... 5

1.5.1. Ubicación y vías de acceso 5

1.5.2. Morfología la Cuenca de Manabí 6

1.5.3. Hidrografía 7

1.5.4. Clima y vegetación 9

1.6. Trabajos Previos Realizados en la Zona de Estudio. 100

CAPÍTULO 2 13

2.1. Marco Geodinámico 13

2.1.1. Dominios Estructurales del Ecuador 14

2.2. Estratigrafía de la Cuenca de Manabí 15

2.2.1. Formación Piñón 17

2.2.2. Formación Calentura 17

2.2.3. Formación Cayo 17

2.2.4. Formación Zapallo 18

2.2.5. Formación Punta Blanca 18

2.2.6. Formación Playa Rica 19

2.2.7. Formación Dos Bocas 19

2.2.8. Formación Subibaja 20

2.2.9. Formación Angostura 20

2.2.10. Formación Onzole 21

2.2.11. Formación Borbón 21

2.2.12. Formación Jama 22

2.2.13. Formación Tablazo 22

2.3. Evolución tectónica regional 23

CAPÍTULO 3 26

3. Geología local 26

3.1. Litoestratigrafía 26

3.1.1. Formación Piñón 26

3.1.2. Formación Calentura 30

3.1.3. Formación Cayo 33

3.1.4. Formación Punta Blanca 36

3.1.5. Formación Zapallo 38

3.1.6. Formación Subibaja 40

3.1.7. Formación Angostura 43

3.1.8. Depósitos Cuaternarios 48

CAPÍTULO 4 50

4. Geofísica 50

4.1. Compilación de la información 50

4.1.1. Métodos de Reflexión Sísmica 54

4.2. Interpretación De Datos Sísmicos 55

4.3. Correlación Sísmica-Pozo 69

4.3.1. Sismograma Sintético 69

4.4. Interpretación Litológica 73

4.5. Interpretación Fallas 80

CAPÍTULO 5 85

5.1. Introducción 85

5.2. Modelo de evolución tectono-estratigráfico 87

CAPÍTULO 6 100

6.1. Conclusiones y Recomendaciones 100

6.1.1. Conclusiones 100

6.1.2. Recomendaciones 101

6.2. Bibliografía 102

6.3. Anexos 107

6.3.1. Mapa Geológico del Área de Estudio 107

6.3.2. Ficha de Láminas Delgadas 109

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio (Fuente: Instituto Geográfico Militar)…… 5

Figura 1.2. Mapa de la Red Hidrológica de la Cuenca de Manabí…….…… 7

Figura 1.3. Drenaje homogéneo dendrítico a lo largo de la zona de estudio (Fuente: Instituto Geográfico Militar)……...……... 9

Figura 2.1. Esquema geológico del Ecuador. Tomado de Vallejo et al., (2009)……..……..14

Figura 2.2. Mapa Geológico de la zona de estudio. Tomado del Mapa de la Costa de Reyes (2013)……..……..16

Figura 2.3. Esquema estructural de la Cuenca de Manabí. Tomado Deniaud, 2000……...……25

Figura 3.1.1.1. Formación Piñón, a) Basalto (meteorización color café oscuro), b) Gabro (meteorización color café claro)……28

Figura 3.1.1.2. Lámina delgada de la muestra JRV18-1.1 de la Formación Piñón (Basalto) a) Luz natural transmitida (PP). b) Polarizadores Cruzados (PX) (10X). Cuarzo (Qz), Plagioclasas (Plg), Opacos (Op), Clinopiroxeno (Cpx), Vidrio Volcánico (V), Arcillas (A), muestra JRV18-1.1…….29

Figura 3.1.1.3. Lámina delgada de Gabro de la Formación Piñón. La imagen izquierda muestra la sección con luz natural transmitida (PP) y la derecha presenta la sección con polarizadores cruzados (PX) (2.5X). Son visibles cristales de Plagioclasas (Plg), Opacos (Op) y Clinopiroxeno (Cpx)…….30

Figura 3.1.2.1. Afloramiento de la Formación Calentura sobreyacida por Depósitos Cuaternarios……..……..31

Figura 3.1.2.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x) de hialoclastita de la Formación Calentura. Muestra JRV18-2.1. Plg (Plagioclasa), Cpx (Clinopiroxeno), Op (Opacos) y V (Vidrio volcánico) ……..……..33

Figura 3.1.3.1. Afloramiento de la Formación Cayo. Secuencia turbidítica de areniscas y lutitas a la derecha de la imagen…… 34

Figura 3.1.3.2. Formación Cayo, (a) Pliegue Anticlinal con eje 110º. (b) Falla Normal……..…35

Figura 3.1.3.3. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de grawaca lítica de la Formación Cayo. Muestra JRV18-3.1. Plg (Plagioclasa), Ep (Epidota), Qz (Cuarzo), Op (Opacos), CV (Clastos volcánicos) y CS (Clastos sedimentarios)……..36

Figura 3.1.4.1. Formación Punta Blanca de color blanquecino en la parte inferior de la imagen, hacia la izquierda se reconoce una falla normal y hacia la derecha se estiman indicios de estratificación, sobreyacido por la Formación Zapallo……..…37

Figura 3.1.4.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x) de lutita de la Formación Punta Blanca. Muestra JRV18-4.1. Qz (Cuarzo), Op (Opacos), A (Arcilla)……..38

Figura 3.1.5.1. Formación Zapallo - Cerro, pliegue anticlinal……..……..……..39

Figura 3.1.5.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (40x) de lutita silicificada de la Formación Zapallo - Cerro. Muestra JRV18-5.1. F (Fósil), Op (Opacos)…… ……..40

Figura 3.1.6.1. Afloramiento Formación Subibaja con laminación paralela a la estratificación, estratos con inclinación N46ºW/28ºSW…… ……..……..…….42

Figura 3.1.6.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de radiolarita de la Formación Subibaja. Muestra JRV18-6.1. F (Fósil), Op (Opacos) y A (Arcilla)……..…….43

Figura 3.1.7.1. Sector La Mocora (UTM 593248/9970882). En la parte inferior de la imagen se aprecia la Formación Angostura estratificada, mientras que en la parte superior está la Formación Jama como relleno del paleo-relieve……..……..…….44

Figura 3.1.7.2. Sector San Benito (UTM 585233/9962551), en la imagen derecha se muestra una ampliación del recuadro izquierdo del conglomerado basal de la Formación Angostura.……..….45

Figura 3.1.7.3. Sector La Rucha (UTM 606684/9959530), contacto concordante entre las formaciones Subibaja y Angostura.……..…….46

Figura 3.1.7.4. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de arenisca lítica de la Formación Angostura. Muestra JRV18-7.1. Plg (Plagioclasa). Px (Piroxeno). Qz (Cuarzo). CS (Clasto Sedimentario). L (Limo). Op (Opacos)……..47

Figura 3.1.8.1. Terraza fluvial cerca al poblado Pechichal, a una altura aproximada de 4 metros sobre el cauce del río, compuesta de conglomerado basal con clastos de lutitas y una arenisca con matriz limosa hacia la parte superior, además se puede apreciar la estratificación horizontal hacia el tope……..……...48

Figura 4.1.1. Extracto del Registro Técnico del Pozo Ricaurte, obtenido bajo convenio por el Banco de Información Petrolera del Ecuador……..51

Figura 4.1.2. Extracto de los datos del Checkshot del Pozo Ricaurte……52

Figura 4.1.3. Perfiles de velocidad registrada en el Pozo Ricaurte……53

Figura 4.1.4. Mapa de ubicación de líneas sísmicas y pozo exploratorio Ricaurte – 1……54

Figura 4.1.1.1. Esquema de rayos reflejados en tres capas que resultan en un registro sísmico. (Tomado de Hernández 2008)……...55

Figura 4.2.1. Interpretación de registro Cáliper (Rider, 2002)……..57

Figura 4.2.2. Interpretación de registro SP (Ellis y Singer, 2008)……..……58

Figura 4.2.3. Interpretación de registro GR (Rider, 2002)……59

Figura 4.2.4. Interpretación de registro Sónico (Ellis y Singer, 2008)……60

Figura 4.2.5. Interpretación de registro RHOB (Rider, 2002)……..61

Figura 4.2.6. Interpretación de registro NPH (Lange, 2003)……62

Figura 4.2.7. Ejemplo de registros en dos pistas con sus respectivos rangos de acción en la parte superior de la imagen. Recuperado de http://oilproduction.net/files/Perfilaje%20de%20pozos.pdf.....63

Figura 4.2.8. Ejemplo de registros en dos pistas con sus respectivos rangos de acción en la parte superior de la imagen. Recuperado de http://oilproduction.net/files/Perfilaje%20de%20pozos.pdf.....63

Figura 4.2.9. Imagen de los registros del pozo Ricaurte – 001. De izquierda a derecha se tiene: Escala en tiempo TWT (two way time) en [ms]; Escala en profundidad TVD (True Vertical Depth) en [ft]; Potencial Espontáneo (SP); Sónico (DT); Gamma Ray (GR); Calliper (CALI); Densidad Total (RHOB) y Porosidad – Neutron (NPHI)……..65

Figura 4.2.10. De izquierda a derecha se tiene: Escala en profundidad TVD (True Vertical Depth) en [ft]; Potencial Espontáneo (SP), en donde se muestran las deflexiones negativas de las areniscas y valores próximos a cero por presencia de lutitas; Sónico (DT), las elipses muestran deflexiones por cambios en tiempo de tránsito de la onda sonora; Calliper (CALI), las elipses indican cambios en la competencia de la roca; y Densidad Total (RHOB), las elipses presentan cambios en la densidad……67

Figura 4.2.11. Imagen de los topes litológicos definidos a partir de los registros del pozo Ricaurte – 001 y su relación con los reflectores principales de la sección sísmica PE-E08D-581. De izquierda a derecha se tiene: Escala en profundidad TVD (True Vertical Depth) en [ft]; Escala en tiempo TWT (two way time) en [ms]; Potencial Espontáneo (SP); Sónico (DT); Gamma Ray (GR); Caliper (CALI); Densidad Total (RHOB); Porosidad – Neutron (NPHI); Resistividad (SFLU); y pozo Ricaurte-001 en la sección sísmica PE-E08D-581……68

Figura 4.3.1. Ajuste entre la ondícula del sismograma sintético con la data sísmica. De izquierda a derecha se tiene: Registros sísmicos RHOB y DT; Ondícula generada partir de los registros RHOB y DT; Data de la línea sísmica……...70

Figura 4.3.2. Ajuste sísmica – pozo, se resalta el sismograma sintético para comparar la información sísmica……71

Figura 4.3.3. Ajuste sísmica – pozo……72

Figura 4.4.1. Sección sísmica PE-E08D-581 intersecada por las secciones PE-E08D-1000 y PE-E08D-996. El pozo Ricaurte-001 se ubica hacia el depocentro de la Cuenca, a partir del cual se han podido establecer los horizontes correspondientes a los topes de las Formaciones presentes en la zona……...76

Figura 4.4.2. Sección Sísmica PE-E08D-996……77

Figura 4.4.3. Sección Sísmica PE-E08D-1000……..78

Figura 4.4.4. Visualización 3D de la Sección Sísmica PE-E08D-581 (sección sísmica principal) intersecada por la sección sísmica PE-E08D-1000 y PE-E08D-996……79

Figura 4.5.1. Estructuras tectónicas en inversión: (a) anticlinal sobre la falla reactivada; (b) shortcut sobre el boque yaciente; (c) flor positiva; (d) fallamiento inverso hacia el bloque colgante; (e) estructura tipo arpón; y (f) buttressing. Para esquemas a) a d), en rojo, falla normal invertida, en azul, falla inversa nueva. Martínez et al. (2012)……81

Figura 4.5.2. Perfil de la línea sísmica PE-E08D-581 visualizando geometrías estructurales que se originan en la inversión de la cuenca……..82

Figura 4.5.3. Perfil de la línea sísmica PE-E08D-581 visualizando el sistema de fallas transcurrentes con estructura en flor positiva……83

Figura 4.5.4. Perfil de la línea sísmica PE-E08D-581 deformada por la presencia de fallas normales (en verde), falla reactivada (Roja), fallas inversas (en azul) y fallas transcurrentes (en amarillo)……..84

Figura 5.1.1. Simbología empleada en los gráficos descriptivos del modelo de evolución tectono-estratigráfico de la Cuenca de Manabí……..86

Figura 5.2.1. Depósito de las Formaciones Piñón, Calentura y Guayaquil del Cretácico, conocidas como el basamento ígneo de la Cuenca de Manabí……..88

Figura 5.2.2. Episodio extensivo manifestado por fallas normales que afectan a las Formaciones Guayaquil, Cayo y Calentura del Cretácico……89

Figura 5.2.3. Discordancia paralela al tope de la Formación Guayaquil al final del Cretácico……...90

Figura 5.2.4. Depósito de las Formaciones San Mateo del Eoceno Medio al Superior……91

Figura 5.2.5. Discordancia angular en el Oligoceno Superior sobre la cual se depositan Formaciones correspondientes a las secuencias del Neógeno……92

Figura 5.2.6. Sedimentación de la Formación Dos Bocas en la Cuenca de Manabí, se encuentra sobreyacida por la Formación Villingota……93

Figura 5.2.7. Depósito de las Formaciones Villingota y Subibaja en un evento extensivo y depósito de la Formación Angostura en un evento compresivo……..94

Figura 5.2.8. Depósito de la Formación Onzole en el Mioceno Tardío- Pleistoceno con un componente compresional……95

Figura 5.2.9. Formación Borbón representa la última Formación marina de la Costa de edad Plio-Pleistoceno…….....96

Figura 5.2.10. Último evento en el ante-arco, produciendo la emersión del bloque costero y desarrollo de la Cordillera Costera……97

Figura 5.2.11. Estructura en flor positiva característicos de movimientos en transpresión, asociado a la migración del Bloque Nor-Andino……98

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1.1 Muestras JRV18-1.1 (Basalto) y JRV18-1.1 (Gabro) correspondientes a la Formación Piñón para realizar secciones delgadas…… 28

Tabla 3.1.2 Muestra JRV18-2.1 (Hialoclastita) correspondiente a la Formación Calentura para realizar sección delgada…..…… 32

Tabla 3.1.3 Muestra JRV18-3.1 (Grawaca lítica) correspondiente a la Formación Cayo para realizar sección delgada…..……..35

Tabla 3.1.4 Muestra JRV18-4.1 (Lutita silícea) corresponde a la Formación Punta Blanca para realizar sección delgada…..……..……38

Tabla 3.1.5 Muestra JRV18-5.1 (Lutita silicificada) corresponde a la Formación Zapallo - Cerro para realizar sección delgada…..…….……..40

Tabla 3.1.6 Muestras JRV18-6.1 (Radiolarita), JRV18-6.2 (Lutita laminada), JRV18-6.3 (Lutita calcárea) y JRV18-6.4 (lutita arenosa) correspondientes a la Formación Subibaja para realizar secciones delgadas……..……...42

Tabla 3.1.7 Muestra JRV18-7.1 (Arenisca lítica), corresponde a la Formación Angostura para realizar sección delgada……47

RESUMEN

El presente trabajo geológico se realizó en la Provincia de Manabí, en el área ubicada entre Bahía de Caráquez y Pedernales, al Este de Jama, que corresponde al sector centro-occidental de la Cuenca de Manabí, y se enfocó en el estudio litoestratigráfico y estructural de la zona con datos de campo y de perfiles sísmicos, con el objetivo de realizar una cartografía geológica actualizada y proponer un modelo de evolución geodinámica.

Estratigráficamente la zona estudiada está constituida por rocas ígneas Cretácicas, que conforman el basamento de la costa ecuatoriana, seguidas por secuencias sedimentarias depositadas en diferentes ambientes marinos con edades que van desde el Cretácico hasta el Plio-Pleistoceno. Estructuralmente la zona se encuentra dominada por un ambiente tectónico transpresivo evidenciado por la presencia de una estructura en flor positiva atribuida al Sistema de fallas Jama, que está asociado a la subducción de la Cordillera asísmica de Carnegie y la migración del Bloque Nor-Andino durante el Pleistoceno.

La evolución de la zona está marcada por diversos eventos de deformación. El primero se origina a finales del Cretácico con la acreción del Plateau Oceánico hacia el continente, seguido por un evento erosivo. El plateau está conformado por la Formación Piñón y es sobreyacido por las Formaciones Calentura, Cayo y Guayaquil, las cuales son deformadas en el proceso de acreción. En el Oligoceno Superior se produce el cese de esfuerzos compresivos y fin de la sedimentación del Paleógeno con un nuevo periodo de erosión, que afecta a la Formación San Mateo y Grupo Ancón, generándose una discordancia angular. Posteriormente se desarrolla una fase de extensión, que se evidencia por una falla normal de dirección NNE-SSW (proto falla Jama) en el borde Suroccidental de la Cuenca de Manabí, la cual controla la sedimentación de las Formaciones del Neógeno en un demi-graben. En el Mioceno medio se produce un cambio a esfuerzos compresivos que causan la inversión de la cuenca a través de la falla principal formándose un anticlinal de arrastre y la migración del depocentro de la cuenca. Finalmente, para el Pleistoceno se segmenta el bloque costero con la dinámica transpresiva del actual sistema de Fallas de Jama.

ABSTRACT

The present geological study was carried out in the Province of Manabí, is located between Bahía de Caráquez and Pedernales, to the east of Jama. The area corresponds to the central-western part of the Manabí Basin, and we focused on lithostratigraphic and structural analysis of the zone based on field data and seismic profiles, with the objective of carrying out an updated geological cartography and to propose a model of geodynamic evolution.

Stratigraphically, the studied area is constituted by Cretaceous igneous rocks, which form the basement of the Ecuadorian coast, covered by sedimentary sequences deposited in different marine environments with ages ranging from the Cretaceous to the Plio-Pleistocene. Structurally, the zone is dominated by a transpressive tectonic environment evidenced by the presence of a positive flower structure attributed to the Jama Fault System. This system related to the subduction of the Carnegie Aseismic Ridge and the migration of the Nor-Andean Block during the Pleistocene.

The evolution of the area is marked by successive tectonic events. The first one occurs at the end of the Cretaceous with the accretion of the Oceanic Plateau towards the continent, followed by an erosive stage. The plateau is formed by the Piñón Formation and is overlain by the Calentura, Cayo and Guayaquil Formations, which were deformed in the accretion process. During Upper Oligocene the compressive regime ended also the Paleogene sedimentation, with erosion of the San Mateo Formation and Ancon Group, forming an angular unconformity. The beginning of the Neogeno is characterized by an extensive phase, which is evidenced by a NNE-SSW normal fault (Jama proto fault) developed at the southwestern edge of the Manabí Basin, which controls the sedimentation of the Neogene Formations in a demi-graben basin. During Middle Miocene, there is a change to compressive stresses that cause the inversion of the basin through the main fault that generates a drag anticline and the migration of the depocenter of the basin. Finally, during Pleistocene, the segmentation of the coastal block takes place with the transpressive activity of the Jama Faults System.

CAPÍTULO 1

1. Introducción

1.1. Antecedentes y Justificativos

El área de estudio se localiza en la provincia de Manabí (Figura 1.1) entre Bahía de Caráquez y Pedernales, al este de Jama, y se extiende paralela a la línea costera siguiendo una dirección NE a lo largo de la sección centro-occidental de la cuenca de Manabí.

En la presente investigación se realizó cartografía geológica detallada para el segmento sur-occidental de la Cordillera Costera, mediante esta investigación se abordan y se resuelven problemas geológicos como: definir la litoestratigrafía, mejorar la información estructural y actualizar la cartografía geológica de la zona, con la finalidad de obtener información actualizada, la misma que permita entender e interpretar de una manera más clara el origen y evolución de la Cuenca de Manabí para contribuir a futuras investigaciones en el área de estudio.

La margen costera ecuatoriana comprende el bloque superior o cabalgante respecto a la zona de subducción activa, que incluye la presencia de elevaciones locales dentro de la placa subductante como es el caso de la cordillera asísmica submarina de Carnegie formada en el punto caliente de Galápagos. Dicha cordillera submarina parece ejercer una influencia en el levantamiento del borde costero desde finales del Plioceno, tal como es evidenciado en la Península de Manta por Pedoja et al. (2006) quienes determinan tasas de levantamiento entre 0.3 a 0.5 mm/año al sur del área del presente estudio durante el Pleistoceno medio-temprano. Gran parte de la deformación lateral y vertical inducida por el borde de subducción es transferida por medio de fallas hacia el NE siguiendo aproximadamente la dirección del bloque nor-andino. Mediante este proceso, el borde centro-occidental de la cuenca de Manabí ha sido exhumado y expuesto en superficie

conformando las montañas de Jama. La relación tectono-estratigráfica entre el basamento Cretácico y la cuenca neógena pueden ser descubiertas por medio trabajo de campo a fin de determinar las relaciones estratigráficas y la evolución geológica del área de Jama.

El levantamiento cartográfico y geológico de las diferentes Formaciones neógenas del área junto con la elaboración de cortes estructurales transversales a las estructuras presentes en el área de Jama han permitido definir una evolución espacio-temporal de este segmento expuesto de la cuenca de Manabí. Mediante el análisis tectono-estratigráfico del área sur-occidental de la cuenca de Manabí se pretende resolver la problemática de la cartografía de zonas de falla en el entorno estudiado, el desarrollo de un mapa geológico y el comportamiento geodinámico de la parte sur-occidental de la cuenca.

El conocimiento de los principales sistemas de fallas activas y su relación con el sistema de subducción ecuatoriano constituirá la base para la planificación urbana, particularmente en esta zona donde la actividad sísmica representa un riesgo para la población. De esta manera, los datos obtenidos podrán ser utilizados en el futuro para establecer zonas seguras de asentamiento humano, y para delimitar las zonas más idóneas para posibles construcciones como vías, canales o edificaciones que ayuden a la comunidad.

1.2. Objetivos de la Investigación

1.2.1. Objetivo General

Realizar la cartografía geológica, análisis estructural y litoestratigráfico a lo largo del borde centro-occidental de la cuenca de Manabí a fin de caracterizar la cinemática del sistema de fallas de Jama y la deformación del borde de cuenca.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Sintetizar la información de trabajos previos sobre el área estudiada.

- Identificar y analizar la litología y estratigrafía encontrada en el borde centro-occidental de la cuenca.
- Reconocer y cartografiar las estructuras geológicas presentes en el sector.
- Realizar la cartografía geológica del área de estudio.
- Establecer un modelo geológico de evolución para caracterizar a la zona dentro del contexto geodinámico.

1.3. Alcance del proyecto

El presente estudio pretende definir, por medio de la cartografía y análisis de estructuras, la relación entre la dinámica del sistema de fallas de Jama y la litoestratigrafía del relleno sedimentario a fin de plantear un modelo de evolución espacio-temporal con relación al contexto geodinámico de la margen costera del Ecuador.

El área de estudio (Figura 1.1) abarca 1900 km^2 y en su entorno se cuenta con registros de líneas sísmicas obtenidas por el método de reflexión sísmica que serán utilizadas para el desarrollo de la presente investigación.

Con el análisis realizado de las secciones sísmicas 2D se pretende interpretar las estructuras y secuencias sedimentarias presentes utilizando los criterios de la estratigrafía sísmica.

La información de campo junto con las muestras recolectadas durante el levantamiento geológico se combinará con los datos de la estratigrafía sísmica para mejorar el modelo de evolución a plantear.

1.4. Metodología

Para este estudio se realizó una salida de campo de 7 días en la cual se cubrió aproximadamente toda el área de estudio. Durante el trabajo de campo se realizaron

descripciones litológicas y recolección de muestras de las Formaciones presentes en cada afloramiento; de igual manera se tomaron medidas estructurales y se realizaron cortes geológicos en campo para definir el modelo de evolución geológica.

Se realizaron análisis de 11 muestras recolectadas en campo para determinar sus características petrográficas en muestra en mano y láminas delgadas (Ver Apdo. 6.3. Anexos).

En varios afloramientos se determinó la configuración estructural ligada al régimen tectónico actual y su posible evolución mediante el análisis de datos y medidas estructurales.

La información de campo se correlacionó con los datos de 3 secciones sísmicas (581, 996, 1000) que atraviesan la zona de estudio y el pozo Ricaurte (UTM 609364/9945681) ubicado al sur de la Provincia de Manabí en el cantón de Flavio Alfaro. Toda la información sísmica y datos originales fueron facilitados por el del Banco de Información Petrolera del Ecuador (BIPE); bajo un convenio.

El análisis de las secciones sísmicas 2D multicanal industriales y la información de los registros del pozo Ricaurte permitió la correlación de los perfiles sísmicos entre la estratigrafía superficial y profunda.

Para la interpretación y correlación se utilizó el Software Petrel (según convenio que mantiene la Escuela Politécnica Nacional con la Universidad Central del Ecuador) que permitió la visualización y tratamiento de los datos.

Con la discriminación de todas las Formaciones y estructuras identificables se realizó un mapa geológico de la zona mediante el uso del programa especializado ArcGIS.

Con el análisis de todos los datos se realizó un modelo de evolución téctono-estratigráfica para la zona.

1.5. Área de Estudio

1.5.1. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra al oeste a una distancia aproximada de 288 km respecto a la Ciudad de Quito, existen dos vías alternas que permiten el acceso a la zona de estudio: vía Calacalí-La Independencia como carretera de primer orden situada hacia el noroccidente de la Provincia de Pichincha y la vía Aloag-Santo Domingo también carretera de primer orden situada hacia el suroccidente de la provincia de Pichincha, las dos vías se conectan a la ruta del *Spondylus*, donde inicia la zona de estudio, en el Cantón Jama, en la latitud 0°12'31.51"S y longitud 80°15'45.30"O, dentro del área de estudio se encuentran los cantones de Eloy Alfaro, Convento, Flavio Alfaro y San Isidro con carreteras de segundo y tercer orden.

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio (Fuente: Instituto Geográfico Militar).

1.5.2. Morfología la Cuenca de Manabí

La cuenca de Manabí está delimitada al norte con las montañas de Jama y Cojimies, la Falla de Jama; al sur por la Cordillera Chongón Colonche, grandes sistemas de valles aluviales se encuentran en el centro de la cuenca, los mismos que están rellenando un gran anticlinal erosionado.

Los relieves de mayor altura (600-800 metros) de la costa están ubicados al oeste de Guayaquil-Quinindé. La cordillera de la costa presenta relieves muy fuertes y macizos que sobreyacen al complejo volcánico Cretácico donde afloran rocas ígneas (basaltos, diabasas, andesitas, piroxenitas). A su vez estas rocas han sido sobreyacidas por rocas sedimentarias (conglomerados, areniscas, grawuaca, pillow lavas y arcillas silicificadas) con buzamientos fuertes y altamente tectonizados. Una cadena de horst discontinuos (Winckfll, 1997) conforma la cordillera costera situada al norte de Jipijapa (Montecristi, Jama) en orientación NNE-SSO paralelas a los Andes. Al sur de Jipijapa la cordillera costera se prolonga presentando la forma de un arco, cuyas altitudes (150-200 metros) descienden hasta la altura de Guayaquil al sur-este.

La zona de estudio está marcada por relieves fuertes y rellenos sedimentarios que sobreyacen al complejo oceánico cretácico (Formación Piñón). El complejo sedimentario está completamente tectonizado con buzamiento fuerte que desarrollan relieves monoclinales (Winckfll, 1997).

Una serie de horst discontinuos en dirección NNE-SSO y discordantes dan forma a la geomorfología local, debido a estos eventos las Formaciones sedimentarias más antiguas (Eoceno a Mioceno) se visualiza totalmente tectonizadas presentando estructuras anticlinales y falladas mientras que las Formaciones más jóvenes presentan estratificación sub-horizontales a horizontales y poco falladas.

Un factor importante en la forma de relieve es la erosión, degradando las rocas blandas como arcillas y limolitas y manteniendo el relieve las areniscas y conglomerados.

En la zona de estudio podemos visualizar que está rodeada por depresiones delimitadas por altos relieves monoclinales con alturas que oscilan entre 500 y 700 metros formado por rocas como conglomerados y areniscas calcáreas locales

1.5.3. Hidrografía

Los ríos de la Cordillera Costera siguen dos cursos: hacia el Oeste desembocan en el Océano Pacifico y hacia el Este los afluentes del Río Quinindé se unen al Río Esmeraldas y Río Daule, siendo estos afluentes del Río Guayas.

El sistema hidrográfico del entorno del área de estudio (Figura 1.2) está compuesto por los ríos de las cuencas hidrográficas de Jama, Chone, Portoviejo y Jipijapa los cuales presentan un sistema de drenaje dendrítico desembocando en el Océano Pacifico.

Figura 1.2. Mapa de la Red Hidrológica de la Cuenca de Manabí (Tomado INAMHI 2011)

Una de la principales Cuencas hidrográficas del Río Chone está formada por los ríos Garrapata, Mosquito, Río Grande, Carrizal, Junín, Agua Dulce y Chone, desembocan en Bahía Caráquez (INAMI 2016)

Los ríos Mariano, El Venado, San Jacinto, Convento, Zapallo, Jama, Capricho, Rosa Blanca y Briceño conforman La Cuenca del Río Jama que desemboca en el Océano Pacifico.

La Cuenca Hidrográfica del río Portoviejo está conformada por los ríos Pata de Pájaro, Mineral, Visquije, Bonce, Naranjal, Esmeraldas, Mancha Grande, Río Chico, Bachillero y Portoviejo, los que nacen en las estribaciones de los cerros de Santa Ana, que desembocan en el Océano Pacifico.

La cuenca del río Jipijapa la conforman los ríos Manta, Sancán, Cantagallo, Jipijapa, Buena Vista y Ayampe, situados hacia el Oeste y desembocan en el Océano Pacifico.

El Río Jama, Río Zapallo y Río Mariano (Figura 1.2) son los principales ríos que cruzan por la zona de estudio.

Drenajes

Las diferentes litologías en la zona, originan varios tipos de drenajes: las rocas sedimentarias presentan un modelo homogéneo dendrítico (Figura 1.3) y las rocas ígneas masivas presentan un modelo estructural lineal subparalelo, por lo general la litología donde se forman es uniforme.

En las cuencas hidrográficas de la zona litológicamente predominan areniscas terciarias cubiertas por capas de limo, este tipo material genera valles encañonados con bordes escarpados, la morfología del lugar depende mucho de la litología.

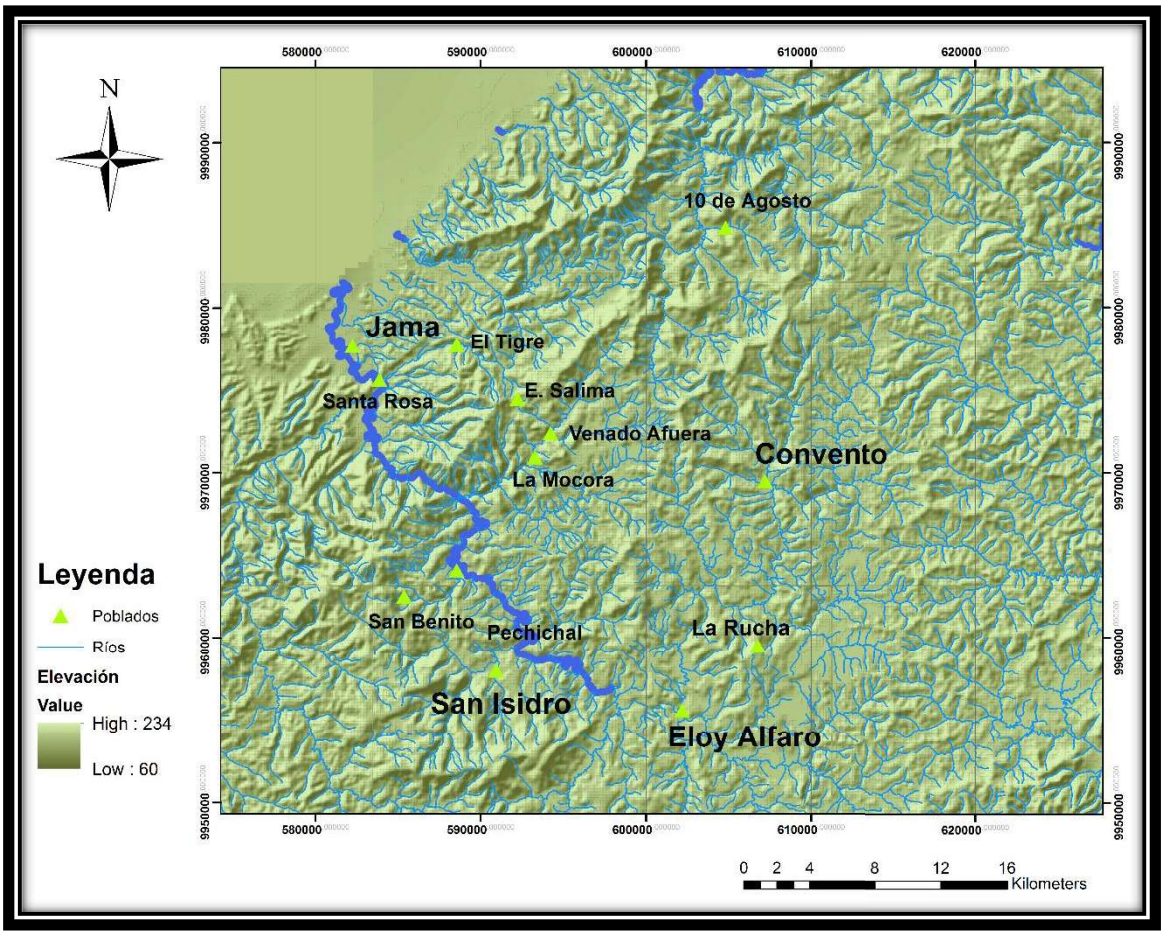


Figura 1.3. Drenaje homogéneo dendrítico a lo largo de la zona de estudio (Fuente: Instituto Geográfico Militar)

1.5.4. Clima y vegetación

El clima de la región costa o litoral está influenciado por dos corrientes superficiales del Pacifico: Corriente de Humboldt (frío) y Corriente de El Niño (caliente) (Fries, 2016). La zona de estudio presenta un clima cálido y seco, con precipitaciones anuales inferiores a 500 mm (altas temperaturas y lluvia abundante) que se concentran en enero y abril-mayo por la presencia de la corriente cálida de El Niño y la Zona de Convergencia Intertropical (Varela, 2018). Entre julio y octubre presenta cielo parcialmente nublado y lloviznas (Pourrut, 1983), mientras que los meses de mayo a junio (25-30º) presenta un clima totalmente cálido (Varela, 2018).

La fauna y flora en la zona de estudio es variada, hacia el norte presenta una zona desértica con arbustos bajos y árboles de ceiba (Castillo, 2017); hacia el sur la zona es más húmeda encontrando árboles frutales, sembríos de naranja, banano, cacao, mandarinas, limones, limas, etc.

1.6. Trabajos Previos Realizados en la Zona de Estudio.

Benítez, 1995. (*La Evolución Geodinámica de la Provincia Sur de la Costa Ecuatoriana durante el Cretácico Superior al Terciario*) determina tres sucesos en la evolución la costa: el principal evento durante la etapa de pre-colisión (Aptiano Superior-Paleoceno Superior) se forma la Formación Piñón (Corteza Oceánica), en el segundo suceso el margen continental colisiona con la Formación Piñón cerca del límite Paleoceno-Eoceno experimentando deformación y rotación de los bloques. Desde el Mioceno Inferior hasta el presente se registra el tercer suceso en la región de la costa, bajo la Placa Sudamericana se ha determinado la presencia de una zona de antearco debido a la subducción de la litósfera oceánica (Placa de Nazca).

Jaillard et al., 1995. Propone un modelo de evolución geológica para la Costa Sur del Ecuador, destacando las fases tectónicas ocurridas durante el Paleoceno Superior, Eoceno Inferior y Eoceno Superior basal, siendo las más importantes, han dado lugar a la formación de repetidas cuencas antearco, debido a la erosión tectónica producida por fases de subsidencia seguidas por fases de compresión.

Deniaud Y., 2000. Este estudio se enfoca en la evolución tectono sedimentaria de las Cuencas Costeras Neógenas del Ecuador, realizó interpretación de secciones sísmicas, análisis estructurales, estratigráficos y sedimentarios en las cuencas costeras. Determinó cuatro eventos sedimentarios en las siguientes edades: Mioceno Inferior, Mioceno Medio Tardío, Mioceno Tardío y del Pleistoceno hasta la actualidad.

Eguez A., Alvarado A., Yépez H, 2003. Este estudio realiza un Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias del Ecuador, en el mismo se indican las ubicaciones, edades y tasas de actividad relacionadas con sismos. El estudio de fallas cuaternarias es importante para realizar análisis de peligro sísmico. La región costera aparentemente está regida por la subducción de Cordillera de Carnegie y por la convergencia oblicua de la Placa de Nazca. Se ha determinado la presencia de cuencas activas de antearco que se han formado por fallas normales al juntar bloques pequeños en el frente de Carnegie Ridge, mientras un sistema de fallas transpresionales limitan los rasgos costeros del norte, estas cuencas están rellenas de abanicos aluviales en el piedemonte de la Cordillera Occidental.

Cantalamessa G., Di Celma C, 2005. Mediante estudios de sedimentología, paleontología y estratigráfia, el Miembro Punta Ballena de la Formación Jama (Plioceno Superior), está constituida por ocho secuencias deposicionales marinas (cíclicas) que ha sido levantada parcialmente hasta quedar expuesta en superficie, estos eventos marinos han sido definidos por las facies sedimentarias, así como las características tafonómicas y paleoecología de bivalvos y gasterópodos, sugiriendo un entorno costero de alta energía e influencia de mareas.

Hernández., 2012. El Sistema de Fallas de Jama en la Plataforma Continental (OFF-SHORE) justifica la presencia de la falla de Jama ON-SHORE sub-verticales, con orientación NE-SW, las mismas que se extienden hasta la plataforma continental originando una cuenca pull-apart en sistema transcurrente, este estudio sugiere edad para las estructuras en transtensión las cuales iniciaron su actividad desde el límite Plío-Pleistoceno. Al mismo tiempo se deduce que la morfología del fondo marino está afectada por este sistema de fallas tratándose de un sistema activo.

Reyes P & Michaud F, 2012. Realizan un Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1:500000) determinando la dinámica de la Cordillera Costera, está controlada por fallas mayores. Un sistema de fallas en dirección NE-SW crea un cinturón elongado que controla parte del límite occidental de la Cuenca de Manabí y se conoce como el sistema de fallas de Jama similar a una estructura de flor negativa. El sistema de falla de Jama estructuralmente se asemeja a una gran antiforma segmentada, la misma que no presenta algún eje de deformación.

CAPITULO 2

2.1. Marco Geodinámico

El Ecuador se encuentra ubicado al Noroeste de América del Sur entre 1° N y 4° S de latitud. El margen ecuatoriano es un límite convergente de placas, caracterizado por la subducción de la placa Nazca hacia el Este por debajo de la placa Sudamericana a una velocidad promedio de 5 -7 cm/año. Dos aspectos importantes del margen activo son: la entrada en la subducción de la Cordillera de Carnegie y el escape lateral del bloque Norandino (Trenkamp et al., 2002).

La Cordillera asísmica de Carnegie (200 km de ancho y 2 km de altura) dentro de la Placa de Nazca se formó debido a la interacción del punto caliente Galápagos y el centro de expansión Cocos – Nazca. Actualmente se encuentra subductando bajo el margen costero ecuatoriano y se le atribuye tanto el levantamiento y deformación de la zona costera como el movimiento lateral del Bloque Norandino y la subsecuente apertura del Golfo de Guayaquil (Figura 2.1).

El Bloque Norandino se desplaza a lo largo de la megacizalla Dolores-Guayaquil; un sistema de fallas de desgarre dextral con tendencia noreste y de fallas inversas en dirección norte que constituyen el límite Este del Bloque (Alvarado, 2012).

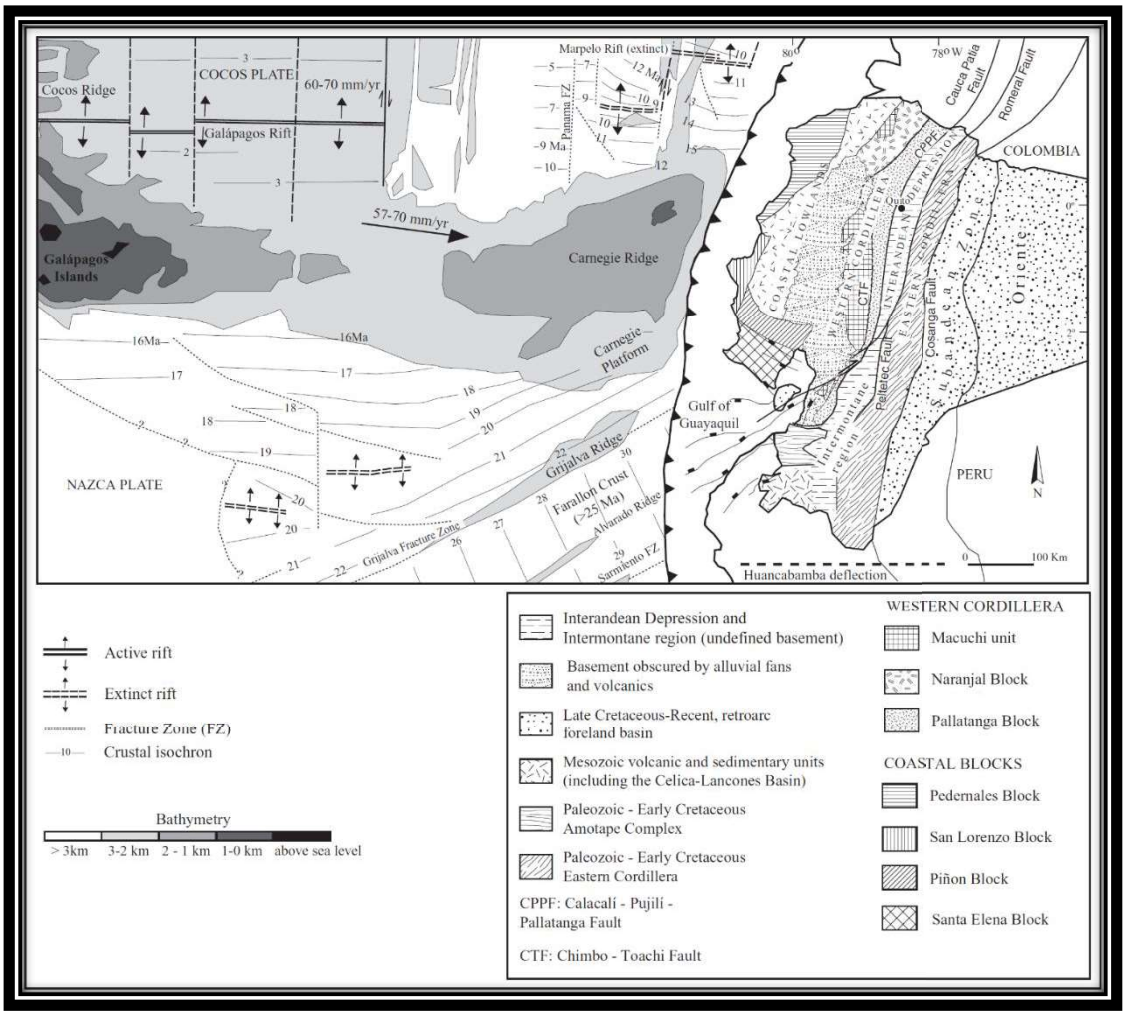


Figura 2.1. Esquema geológico del Ecuador. Tomado de Vallejo et al. (2009).

2.1.1. Dominios Estructurales del Ecuador

En Ecuador se han establecido tres dominios estructurales: La región Costa definida en la zona de ante arco, la región Andina conformada por las cordilleras Occidental y Real donde se ha desarrollado el arco volcánico cuaternario, y la región Oriental que corresponde al tras arco. La zona de estudio se ubica en la Región Costa.

Siguiendo la margen costera se desarrolla un relieve montañoso alargado que varía entre los 300 y 600 m de altura que corresponde a la Cordillera Costera cuya terminación Sur se

conoce como la Cordillera Chongón Colonche, formada por terrenos oceánicos acrecionados durante el Cretácico Superior (Jaillard et al., 1995).

Las estructuras que dominan la morfología costera tienen la misma orientación que las Cordilleras, NNE – SSO en la zona de la costa y NO – SE en el sur (Deniaud, 2000)

2.2. Estratigrafía de la Cuenca de Manabí

La estratigrafía de la sección centro-occidental de la región Costa (Figura 2.2) está conformada por un conjunto de rocas correspondientes a un basamento acrecionado de origen oceánico cubierto por secuencias sedimentarias del Paleógeno actualmente deformadas, y por series marinas del Neógeno agrupadas en forma de varias cuencas definidas como Progreso, Manabí, Jama-Manta y Borbón (Deniaud, 2000).

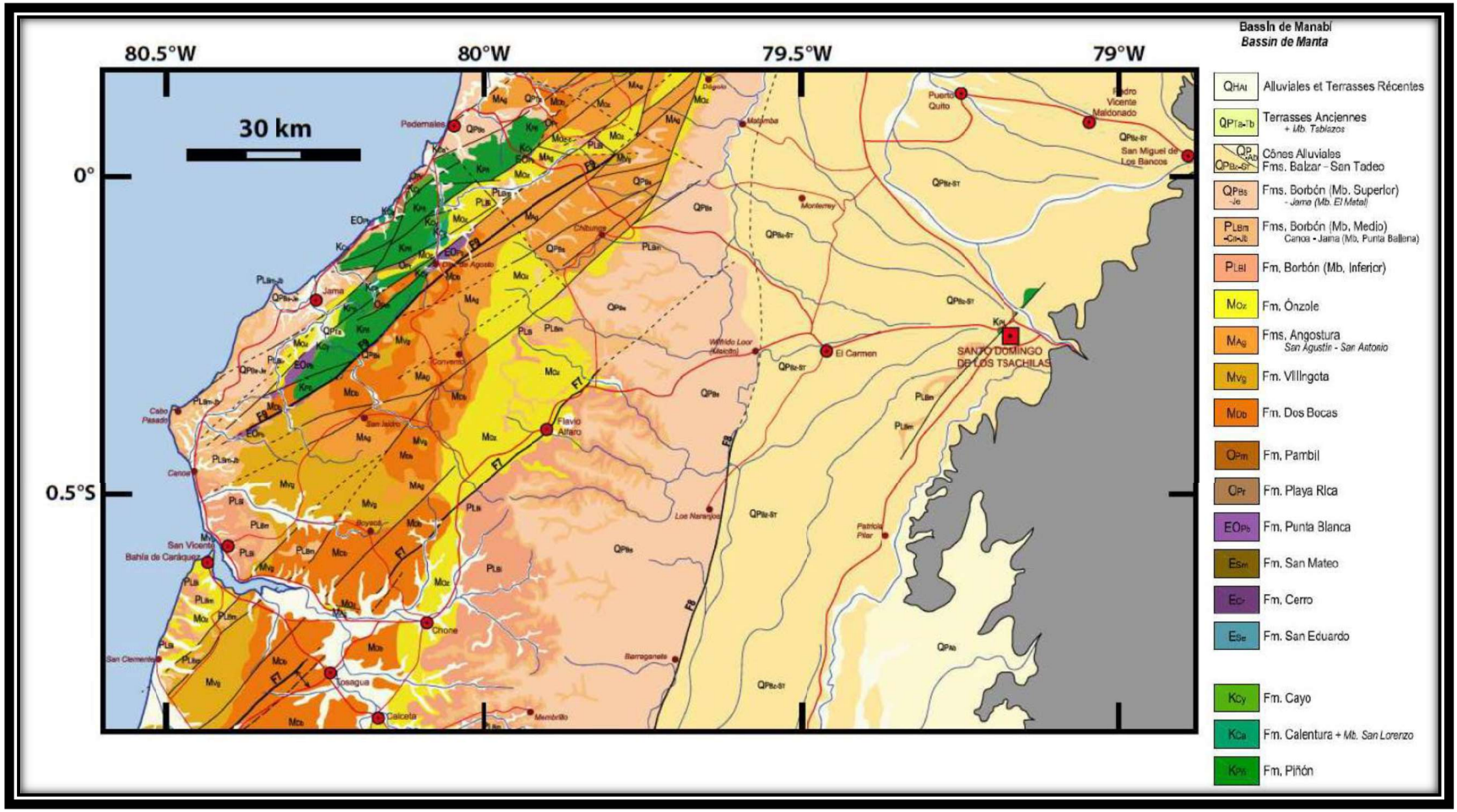


Figura 2.2. Mapa Geológico de la zona de estudio. Tomado del Mapa de la Costa de Reyes (2013).

2.2.1. Formación Piñón

La Formación Piñón constituye el basamento de la cuenca y está conformada por rocas volcánicas básicas, consideradas como parte de una antigua corteza oceánica acrecionada. Litológicamente se compone en su mayoría por rocas extrusivas tipo basalto afanítico, lavas porfiríticas, brechas, aglomerados de tipo basalto interestratificados y pillow lavas (Bristow y Hoffstetter, 1977). También son comunes gabros y microgabros (Luzieux et al., 2006).

Edad: Datos paleomagnéticos indican una edad de 88.8 ±1.6 Ma (Luzieux et al., 2006).

2.2.2. Formación Calentura

La Formación Calentura se encuentra sobreyaciendo a la Formación Piñón y consta de una secuencia de 200 m de espesor. Está formada por depósitos de sedimentos pelágicos como: lutitas, calizas negras laminadas, grawacas y turbiditas, además presenta intercalaciones de materiales volcánicos extruidos como: hialoclastitas y brechas volcánicas (Jaillard et al., 1995).

Edad: Mediante el registro fósil rico en foraminíferos se le ha asignado una edad correspondiente al periodo entre el Cenomaniano Tardío y el Turoniano (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Ambiente de depósito: El ambiente en que se forma es de arco de islas con ambiente marino reductor con temperaturas cálidas (Ordoñez et al., 2006).

2.2.3. Formación Cayo

La Formación Cayo consiste de una serie de sedimentos de 2000 a 3000 m de espesor. Está compuesta por flujos de detritos y turbiditas; que presentan lutitas, areniscas tobáceas y conglomeráticas, grawacas y brechas finas de material volcánico. Los contactos inferior y superior son considerados como transicionales (Bristow y Hoffstetter, 1977). Los flujos de

detritos en la base de la Formación pueden ser producto de actividad volcánica, mientras que otra parte de la secuencia puede ser derivada de la erosión de un arco no activo (Luzieux et al., 2006).

Edad: Las asociaciones de microfósiles encontrados indican una edad de Campaniano Medio (Luzieux et al., 2006).

Ambiente de depósito: El análisis microfosilífero indica un ambiente batial a abisal (Ordoñez et al., 2006).

2.2.4. Formación Zapallo

En la zona de afloramientos la Formación tiene unos 500 a 1000 m de lutitas bien litificadas con foraminíferos, de color gris oscuro a pardo; en la parte inferior abundan tobas y arcillas silíceas; en los 200 m superiores abundan las limolitas. La Formación yace en discordancia sobre la Formación Piñón y está cubierta en discordancia angular por la Formación Playa Rica (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Edad: Eoceno Medio al Eoceno Tardío (Ordoñez et al., 2006).

Ambiente de depósito: La asociación de foraminíferos bentónicos y planctónicos además de nanofósiles calcáreos que determinan un paleoambiente marino de plataforma externa a talud superior de aguas cálidas (Ordoñez et al., 2006).

2.2.5. Formación Punta Blanca

La Formación se encuentra en el sector norte de la Provincia de Manabí, el afloramiento principal se extiende desde el Noreste del sector de Punta Blanca hasta 19 km al Este de Pedernales en una longitud de 40 km, además se encuentran otros afloramientos aislados al Sur y Sureste de Jama. El espesor varía entre los 780 y 1070 m en corte completo. Litológicamente consiste de arcillas localmente silicificadas con intercalaciones de toba, toba aglomerática y caliza detrítica (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Edad: Mediante el estudio de foraminíferos planctónicos se ha establecido una edad del Eoceno Medio (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Ambiente de depósito: Paleoambiente marino de plataforma externa en aguas someras (Baldock, 1982).

2.2.6. Formación Playa Rica

La Formación Playa Rica está conformada por rocas de grano fino de unos 600 m de espesor; encontrándose en la base intercalaciones de lutitas café oscuro y gris verdoso junto con areniscas muy finas. Hacia la parte superior predominan lutitas grises de tonos claros, duras, laminadas, foraminiferales en capas delgadas, y hacia el tope se encuentran arcillolitas claras con intercalación de areniscas lito-feldespáticas. Foraminíferos y nanofósiles están muy bien representados (Ordoñez et al., 2006).

Edad: Oligoceno Medio – Oligoceno Tardío.

Ambiente de depósito: Debido a la abundante y variada micro fauna fosilífera se establece un paleoambiente marino de plataforma externa a talud superior de aguas cálidas (Ordoñez et al., 2006).

2.2.7. Formación Dos Bocas

La Formación Dos Bocas está compuesta por una secuencia de lutitas chocolate laminadas. En la base y en la parte superior destacan las limolitas. Concreciones calcáreas y vetas de yeso son comunes. En los testigos extraídos de los pozos se ha reconocido capas de lignito, calizas arcillosas y bentonita. En la Cuenca de Manabí, el espesor varía entre 546 m y 1012 m, la Formación descansa discordante sobre la Formación San Mateo. El tope está sobrepuesto en transición por la Formación Villingota, o en contacto transicional por la Formación Onzole (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Edad: Oligoceno Superior - Mioceno Medio.

Ambiente de depósito: Las asociaciones microfosilíferas, con abundantes especímenes, determinan un paleoambiente marino de plataforma externa a talud superior (Ordoñez et al., 2006).

2.2.8. Formación Subibaja

Según Bristow y Hoffstetter (1977) se distinguen dos Miembros:

Saiba (el inferior): constituido por limolita maciza, gris oscuro, localmente con cemento calcáreo y rica en foraminíferos.

Zacachún: principalmente compuesto por limolita de color gris verdoso, friable hasta moderadamente endurecida, con fases arcillosas y arenosas. Pirita, glauconita, micas y fragmentos carbonosos son comunes. Lutita gris en capas delgadas o lentes. Arenisca fina y friable. Presenta estratificación irregular, frecuentemente cruzada.

Edad: Mioceno Medio-Superior.

Ambiente de depósito: Las asociaciones de microfósiles indican un ambiente marino de plataforma externa a talud superior, somerizándose levemente para la parte superior de la Formación (Ordoñez et al., 2006).

2.2.9. Formación Angostura

La Formación Angostura está compuesta por un conglomerado basal seguido de areniscas blancas cuarzosas y areniscas marrones cuarzo-feldespáticas con fragmentos líticos y hornblenda, donde se intercalan limolitas y lutitas grises, calcáreas de consistencia suave. Sobre estas se encuentran areniscas de color gris claro de grano fino a grueso, algunas tobáceas y localmente glauconíticas. Los nanofósiles calcáreos y foraminíferos son frecuentes en este intervalo. La Formación se vuelve más fina y más uniforme hacia el Oeste donde contiene intercalaciones lodolíticas. Las areniscas pasan transicionalmente a

la Formación Onzole hacia el techo. El espesor en afloramientos es generalmente de 250 m (Ordoñez et al., 2006).

Edad: Correspondiente al Mioceno Medio a Superior por análisis paleontológico y posición estratigráfica.

Ambiente de depósito: La base de la Formación Angostura es marina de plataforma externa, como lo evidencia la abundancia y diversidad de foraminíferos y nanofósiles calcáreos. En los niveles superiores el ambiente se vuelve más somero, para quedar representado hacia su tope con un ambiente de plataforma central (Ordoñez et al., 2006).

2.2.10. Formación Onzole

La Formación Onzole se ha divido en los Miembros inferior y superior. Hacia la base en Onzole Inferior afloran arcillolitas gris azuladas en estado fresco, además se han encontrado lutitas y limolitas gris oscuras que contienen foraminíferos, radiolarios, moluscos y escamas de peces. El Miembro Onzole Superior se caracteriza por un incremento en la microfauna rica en foraminíferos bentónicos y planctónicos (Ordoñez et al., 2006).

Edad: El Miembro Onzole Inferior tiene una edad de Mioceno Tardío, mientras que el Miembro Onzole Superior ha sido datado como Plioceno Temprano.

Ambiente de depósito: Las asociaciones microfosilíferas determinan que el Miembro Onzole Inferior corresponde a un paleoambiente de plataforma continental y el Miembro Onzole Superior es un depósito de plataforma externa – talud continental (Ordoñez et al., 2006).

2.2.11. Formación Borbón

La Formación Borbón comprende areniscas grises azulado de grano medio a grueso con abundantes megafósiles; intercalaciones de toba volcánica gris; lentes de conglomerados y generalmente un conglomerado basal que descansa en discordancia sobre la Formación

Onzole. En la zona de Bahía el contacto con la Formación Onzole es concordante y transicional. La Formación tiene su mayor espesor en la cuenca Borbón, pero aflora extensivamente a lo largo del lado Oriental de la cuenca de Manabí (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Edad: Plioceno – Pleistoceno Temprano.

Ambiente de depósito: Representa una regresión desde marino somero hasta transicional con un nuevo evento transgresivo al tope de la secuencia (Ordoñez et al., 2006).

2.2.12. Formación Jama

La Formación Jama ha sido definida en las costas del Norte de Manabí, desde unos km al Norte del río Jama hasta 1,5 km al Sur de Cabo Pasado. Descansa en discordancia sobre areniscas de la Formación Borbón. Litológicamente está conformada por areniscas basales, azules, muy fosilíferas y parcialmente con laminación cruzada. Arenas con escasos fósiles, coquinas duras y arenisca frecuentemente guijarrosa. Hacia el tope presenta arenas azuladas con fósiles de aguas profundas y arenas amarillas de estratificación más o menos cruzada, con lentes de conglomerados que contienen guijarros de chert, rocas ígneas y tobas de ceniza volcánica, sin fósiles (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Edad: Plioceno inferior.

Ambiente de depósito: La Formación Jama representa facies de un transgressive systems tract (TST) y un highstand systems tract (HST), que sugieren un ambiente marino somero de alta energía en línea de costa, caracterizado por el transporte y retrabajamiento de sedimentos. (Cantalamessa et al., 2005).

2.2.13. Formación Tablazo

La Formación Tablazo está compuesta por terrazas marinas conformadas por coquinas, areniscas bioclásticas, conglomerados y areniscas con espesores centimétricos a métricos

en la parte basal de la Formación. Sobre los estratos de areniscas con estratificación cruzada, se encuentran capas subhorizontales de limolitas finas y arcillolitas de color gris claro, de espesores milimétricos a centimétricos y bandas de arenas sueltas grises y estratificadas. (Benítez, 1995). La potencia varía de menos de 1 a 10 m.

Edad: Pleistoceno (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Ambiente de depósito: Corresponde a un ambiente marino – costero. Las terrazas que componen las Formación Tablazo se forman por la erosión marina de las olas en el borde litoral (Cisneros, 2017).

2.3. Evolución tectónica regional

La Región Costa está constituida por terrenos oceánicos alóctonos que se acrecionaron al margen de la placa Sudamericana en el Cretácico Tardío (Spikings et al., 2001).

Luzieux et al. (2006) proponen en su modelo que los Bloques costeros Piñon y San Lorenzo son derivados de un plateau oceánico proveniente de una pluma mantélica hace aproximadamente 90 Ma en la latitud ecuatorial. Se infiere entonces que los bloques Piñón y San Lorenzo formaron parte del plateau oceánico Caribe Colombia.

El basamento costero, el cual corresponde a la Formación Piñón subyace a lavas con afinidad de arco de islas correspondientes a la Formación San Lorenzo y Las Orquídeas, además de potentes capas volcanoclásticas de la Formación Cayo. Tales Formaciones son parte del Complejo Ígneo Básico que finalmente se acrecionaron al margen costero en el Cretácico tardío, produciendo deformaciones y rotaciones de bloques. La zona de sutura está marcada por la falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga, estableciendo el límite entre el basamento continental y el océanico (Vallejo et al., 2009). El evento de colisión resultó en

la exhumación del margen paleo-continental de Sudamérica durante 73-65 Ma (Luzieux et al., 2006).

A partir del Mioceno Inferior hasta la actualidad, la región costera se ha establecido como una zona de antearco por la subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana, debido a la oblicuidad de dicho proceso se ha producido una deformación no homogénea. La zona está atravesada por importantes fallas de rumbo como son: el sistema Guayaquil, Carrizal, La Cruz, Jipijapa y Chongón Colonche. Estos sistemas de fallas presentan direcciones SSO-NNE en su mayoría (Luzieux et al., 2006) y marcan la aparición de cuencas en transtensión como son: Progreso, Manabí y Borbón. Las cuencas están caracterizadas por una alta subsidencia en el transcurso del Neógeno

La cuenca de Manabí se encuentra limitada al Noroeste por la Cordillera Costera de Jama-Coaque - Quinindé, al Sur por la Cordillera Chongón Colonche y al Este por la Cordillera Occidental, con un depocentro ubicado entre las fallas Jama - Quinindé y la prolongación de la falla Jipijapa (Deniaud, 2000). Dentro de la cuenca se encuentran fallas mayores de rumbo transpresivas con sentido dextral y rumbo N 10° - 20°, las cuales forman una estructura en flor y fallas normales con rumbo N 100° - 110°que tienen gran profundidad y podrían conectar con el basamento. El sistema de fallas atraviesa la cuenca en bloques subrectangulares que presentan un movimiento de rotación dextral marcado por estructuras compresivas en la parte noreste de los bloques, mostrando el funcionamiento típico de una cuenca pull-apart (Figura 2.3.) (Deniaud, 2000).

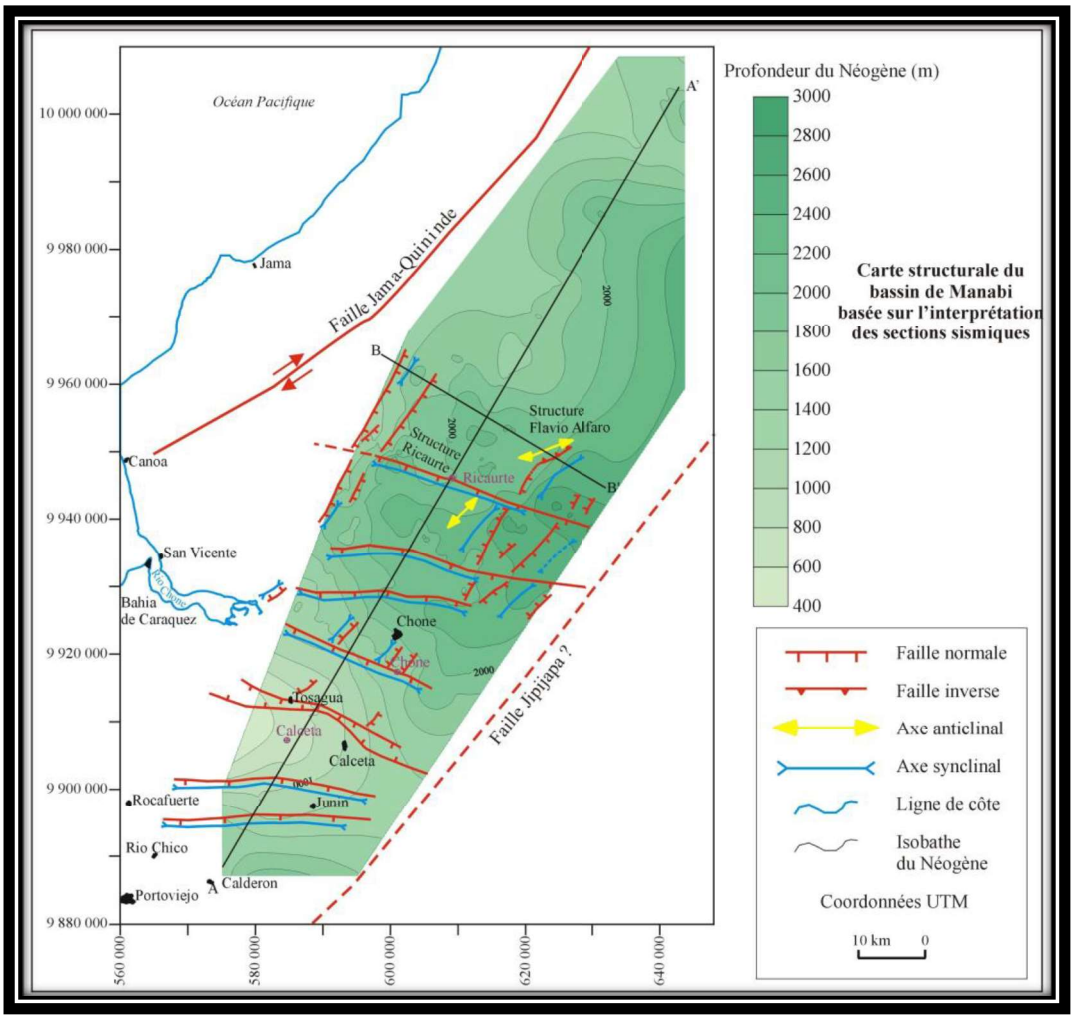


Figura 2.3. Esquema estructural de la Cuenca de Manabí. Tomado Deniaud, 2000.

El relieve de la cuenca de Manabí está marcado por dos dominios geomorfológicos: la cordillera Costera en el área del litoral y la planicie Costera al interior de la cuenca. Dentro de la cordillera Costera existen seis bloques: Portoviejo, Chongón Colonche, Jipijapa, Bahía – Jama, Mache – Ríoverde y Manta, que se han caracterizado por tener una evolución independiente. También se han identificado dos grandes sistemas de fallas: sistema Jipijapa y sistema Jama. El levantamiento más reciente de la cordillera Costera localizado en su segmento norte ha sido controlado por la actividad del sistema de fallas Jama y Canandé (Reyes, 2013).

CAPÍTULO 3

3. Geología local

Cartografía Geológica

El levantamiento litoestratigráfico se realizó a partir de jornadas de trabajo en campo, los recorridos se realizaron en múltiples vías principales y secundarias, así como en senderos del sector. Se determinaron más de cien puntos de afloramiento, los cuales se utilizaron para la elaboración del mapa geológico en conjunto con cartas topográficas a escala 1:50000. Los puntos tomados durante las jornadas de campo se encuentran en sistema de proyección geográfica Universal Transversal Mercator (UTM) con datum World Geodetic System 84 (WGS).

Durante las jornadas de campo se identificaron siete Formaciones, siendo dos de estas de origen volcánico, las cuales forman parte del basamento Cretácico, y cinco Formaciones de relleno sedimentario que corresponden al relleno de la cuenca.

3.1. Litoestratigrafía

BASAMENTO

3.1.1. Formación Piñón

Esta formación representa el basamento de la costa ecuatoriana está compuesto por rocas ígneas intrusivas y extrusivas con afinidad de plateau oceánico edad 88.8 ± 1.6 Ma (Turoniano-Coniaciano) según Luzieux et al., (2006).

Según dataciones de Goosens y Rose (1973) se determinó para esta Formación una edad Aptiano Superior-Albiano (110 y 104 Ma).

Descripción

Los afloramientos de la Formación Piñón (Figura 3.1.1.1) y se encuentran ubicados hacia la parte NW de la Falla de Jama, siendo parte del alto estructural que limita el occidente de la zona de estudio. La Formación Piñón se caracteriza por una composición básica con tonos que varían de negro a gris verdoso como gabro, basalto toleítico y lavas basalto andesíticas.

En la vía Salima en el sector el Tigre (UTM 588531/09977728) (ver mapa Geológico Anexo) se han encontrado afloramientos de basalto (Figura 3.1.1.1a) con minerales de piroxeno y plagioclasa en una matriz vítrea de textura afanítica, y estructura masiva con alteraciones a clorita y epidota dando coloraciones verdosas; en roca fresca presenta un tono negruzco y la mayoría de los afloramientos están meteorizados observando un tono café oscuro con pátinas de manganeso.

A un kilómetro aproximadamente de distancia de la Cantera (Figura 3.1.1.1a) sector El Tigre, se puede apreciar un afloramiento (UTM 589409/9977310) constituido por gabro (Figura 3.1.1.1b) de color azul grisáceo claro, grano fino, textura fanerítica y estructura masiva, como minerales principales tiene abundantes cristales de piroxeno, plagioclasa y anfíbol en menor cantidad, además presentan pirita como mineral traza. Muestran un tono de meteorización café claro a diferencia del basalto que muestra un tono café oscuro presentando magnetismo.

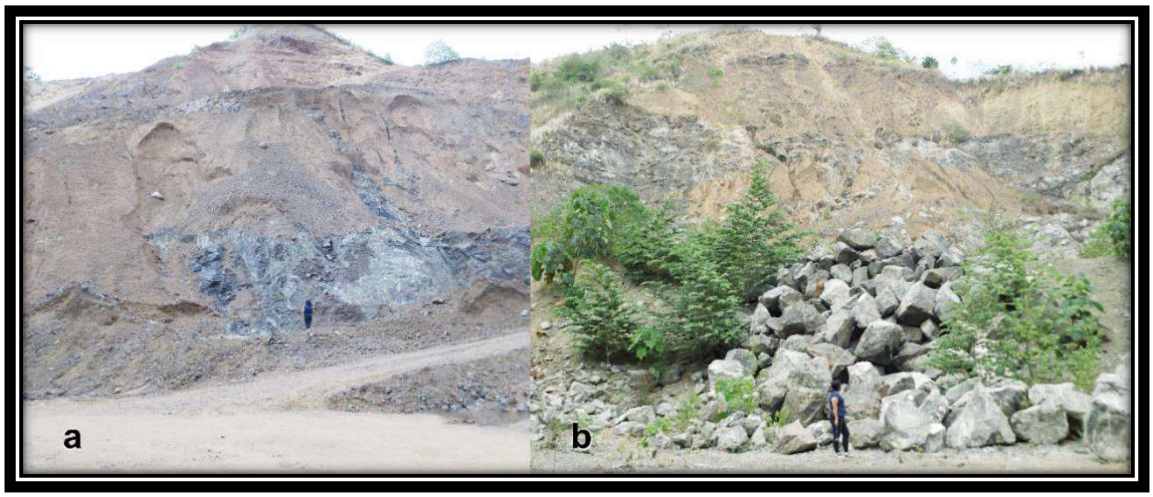


Figura 3.1.1.1. Formación Piñón., a) Basalto (meteorización color café oscuro), b) Gabro (meteorización color café claro)

Al SE de la zona, la Formación Piñón se encuentra sobreyacida por la Formación Subibaja (UTM 591474/9976181) el contacto entre dichas Formaciones no se pudo evidenciar por ende son inferidos, siendo evidente por los contrastes de colores de un tono café oscuro negruzco (Piñón) a café claro blanquecino (Subibaja).

Análisis de Láminas Delgadas

El estudio petrográfico de la Formación Piñón está basado en el análisis de secciones delgadas de muestras representativas donde se determinó que las muestras de rocas corresponden a Basalto y Gabro (Tabla 3.1.1)

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-1.1	588531	09977728	91m	Basalto
JRV18-1.2	589409	9977310	133m	Gabro

Tabla 3.1.1. Muestras JRV18-1.1 (Basalto) y JRV18-1.2 (Gabro) correspondientes a la Formación Piñón para realizar secciones delgadas.

Se realizaron secciones delgadas a las muestras JRV18-1.1 (UTM 588531/09977728) y JRV18-1.2 (UTM 589409/9977310). La muestra JRV18-1.1 corresponde a un basalto, presenta una textura poiquilítica y microestructuras masivas con microfracturas rellenas de cuarzo, compuesta por 30% clinopiroxeno, 15% de plagioclasa, 5% opacos, 5% arcillas, 5% cuarzo y 40% vidrio volcánico en una matriz vítrea con alteraciones a epidota y clorita.

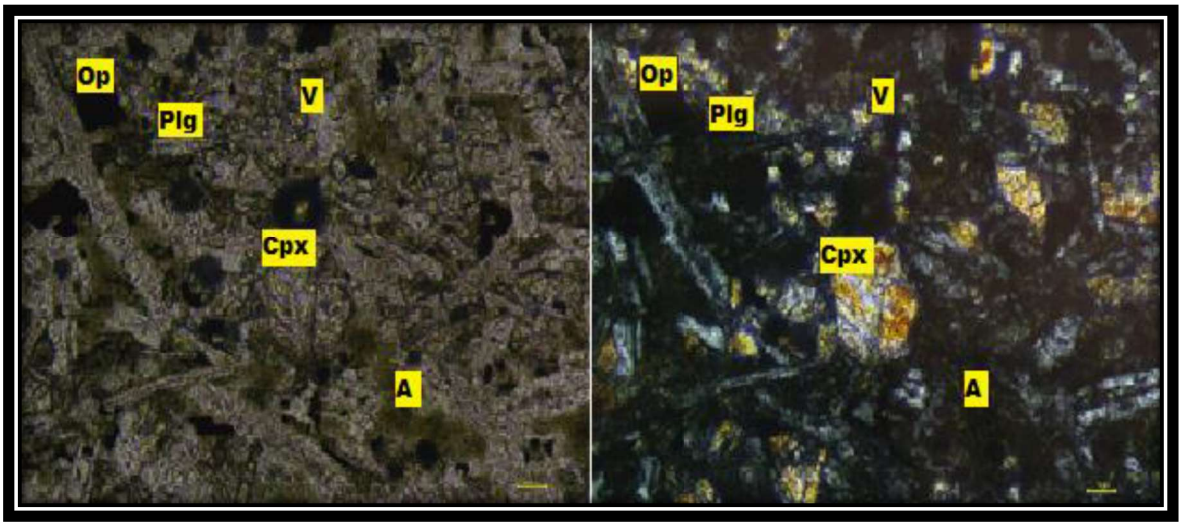


Figura 3.1.1.2. Lámina delgada de la muestra JRV18-1.1 de la Formación Piñón (Basalto) a) Luz natural transmitida (PP). b) Polarizadores Cruzados (PX) (10X). Cuarzo (Qz), Plagioclasas (Plg), Opacos (Op), Clinopiroxeno (Cpx), Vidrio Volcánico (V), Arcillas (A).

La muestra JRV18-1.2 (UTM 589409/9977310) corresponde a un gabro, presenta una textura fanerítica holocristalina y estructura masiva, compuesto por 45 % de cristales tabulares de plagioclasa alterados a arcilla, 5 % de anfíbol euhedral, 37% de clinopiroxeno que se encuentra fragmentado junto con cristales de ortopiroxeno en un 5%, también se distingue un 3% de minerales opacos anhedrales.

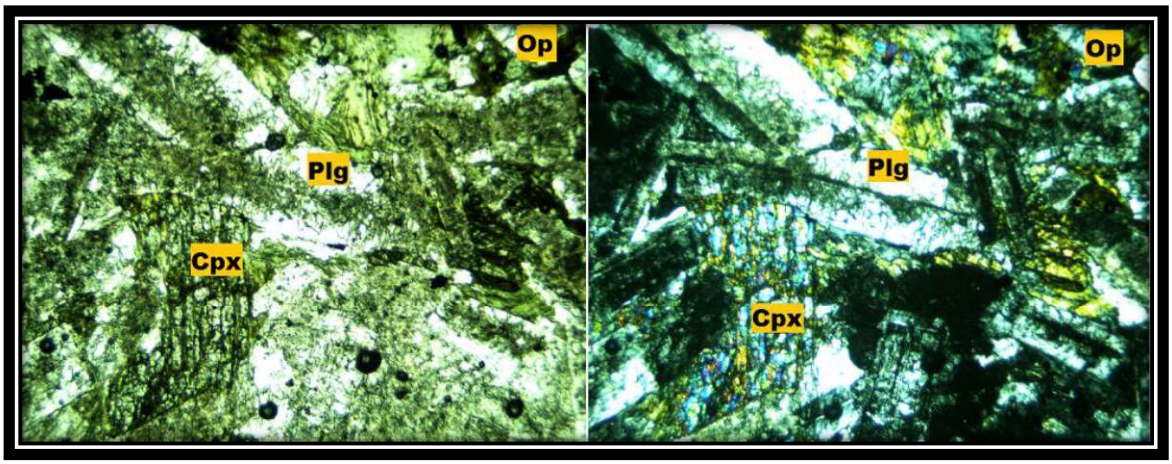


Figura 3.1.1.3. Lámina delgada de Gabro de la Formación Piñón. La imagen izquierda muestra la sección con luz natural transmitida (PP) y la derecha presenta la sección con polarizadores cruzados (PX) (2.5X). Son visibles cristales de Plagioclasas (Plg), Opacos (Op) y Clinopiroxeno (Cpx).

3.1.2. Formación Calentura

En la Formación Calentura se observan materiales típicos de un arco de isla: tobas, brechas, piroclástos y vidrio volcánico básico, con típica hialoclastita de coloración negra con amarillo, se puede encontrar en otras zonas, siempre cerca del basamento, presenta minerales de metamorfismo hidrotermal en la corona de reacción, determinando para la Formación Calentura un ambiente marino reductor con temperaturas cálidas (Ordoñez et al., 2006).

Descripción

La Formación Calentura (Figura 3.1.2.1) aflora en la vía al Tigre sector Venado Afuera (UTM 594152/9972420), el afloramiento de la Formación Calentura tiene una altura aproximada de 20 m, presenta sedimentos silicificados resistentes a la erosión de color gris oscuro-verde, su parte basal está formado por brechas finas de material volcánico, areniscas de grano fino y areniscas tobácea, en ocasiones se suele confundir con rocas de la Formación Piñón cuando están meteorizadas, se diferencia por la presencia de vidrio volcánico y alteración de sulfuros siendo visible una pátina iridiscente de color café-violeta

correspondiente a pirita. Presenta brechas volcánicas con 70% de clastos de tamaños centimétricos, tobas volcánicas grises de grano de medio a fino compuestas por ceniza volcánica de colores claros y presencia de secuencias de depósitos piroclásticos tipo Fall Deposits (sedimentos carbonatados) y Flow Deposits (brechas tobaceas) según Thalman, 1946. Otros autores describen la presencia de lutitas negras, calizas laminadas negras, tobas de lapilli calcárea de poco espesor y turbiditas grises que se depositaron en un medio pelágico de una plataforma antigua interna con influencia de caída de ceniza volcánica y parcialmente anóxico (Alemán, 2000).

Figura 3.1.2.1. (a) Afloramiento de la Formación Calentura sobreyacida por Depósitos Cuaternarios.

La Formación Calentura no siempre está sobreyacida por depósitos cuaternario (Figura 3.1.2.1) con clastos imbricados, en una secuencia granodecreciente y clastosoportados en poca matriz, se aprecia un buen sorteo con clastos bien redondeados, por la descripción realizada para estos sedimentos cuaternarios se puede interpretar que fueron trasportados por un flujo turbulento fluvial.

Para esta Formación mediante el registro fósil rico en foraminíferos se le ha asignado una edad correspondiente al Campaniano Medio (Van M, 2008).

Análisis de Láminas Delgadas

El estudio petrográfico de la Formación Calentura está basado en el análisis de secciones delgadas de una muestra representativa donde se determinó que la muestra de roca corresponde a Hialoclastita (Tabla 3.1.2).

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-2.1	594152	9972420	185m	Hialoclastita

Tabla 3.1.2. Muestra JRV18-2.1 (Hialoclastita) correspondiente a la Formación Calentura para realizar sección delgada.

La muestra JRV18-2.1 (Figura 3.1.2.2), presenta una textura porfirítica con microestructura masiva. Está constituida por ortoanfíbol (10%), cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa con textura pertítica y halos de zonación (12%), cristales fracturados de ortopiroxeno (3%) y clinopiroxeno (10%), óxidos alterados (2%) con formas cúbicas y dendríticas, además se aprecia epidota (3%) como producto de alteración hidrotermal de algunos minerales y una matriz vítrea (60%), la cual se está alterando a palagonita que se puede apreciar mejor en muestra de mano como una pátina amarillenta y pulverulenta que cubre a la muestra.

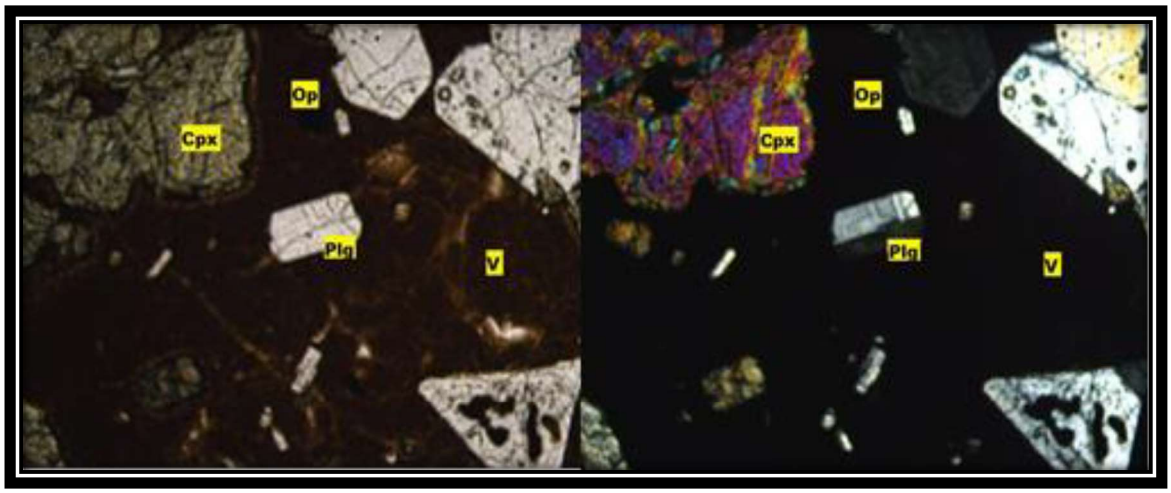


Figura 3.1.2.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x) de hialoclastita de la Formación Calentura. Muestra JRV18-2.1. Plg (Plagioclasa), Cpx (Clinopiroxeno), Op (Opacos) y V (Vidrio volcánico).

3.1.3. Formación Cayo

La Formación Cayo está conformada por volcano-sedimentos y secuencias volcánicas siendo interpretada como depósitos turbidíticos, por la presencia de flujos detríticos con la secuencia típica de la serie de Bouma.

En la Formación Cayo la presencia de ciclos sedimentarios, representan periodos de erupción de volcanes submarinos, formando los ciclos tubiditicos Los sedimentos depositados se originan de la actividad volcánica y erosión de un arco de islas (Marksteiner R. & Alemán A, 1991).

Descripción

La Formación Cayo (Figura 3.1.3.1) aflora en la vía el Tigre al sur del Estero Salima (UTM 592178/9974438) tiene una altura aproximada de 20 metros con estratificación. Litológicamente comprende una serie sedimentaria marina y volcanoclástica: grawaca de color verde con pátinas de color violeta, presenta granos de 0,02 a 2mm, granos mal sorteados, bajo grado de redondez compuesta por líticos de basaltos, cuarzo, lutitas en una

matriz arcillosa; areniscas con alternancias de grano grueso a fino, compuestas por 60% cuarzo, 20% feldespatos y 10% mica, clara presencia de matriz arcillosa y lutitas laminadas de color gris verdoso.

Se pueden observar las secuencias tubidíticas (Figura 3.1.3.1) de areniscas color gris verdoso con un espesor de 10 cm y lutitas de color verde con un espesor de 0,5 cm.

Figura 3.1.3.1. Afloramiento de la Formación Cayo. Secuencia turbidítica de areniscas y lutitas a la derecha de la imagen.

La Formación Cayo sobreyace a la Formación Calentura, los sedimentos de la Formación Cayo son resistentes a la erosión por su alto contenido en sílice.

La Formación Cayo está deformada por la presencia del sistema de Fallas de Jama de dirección NE-SW, se evidencia estructuras tectónicas (Figura 3.1.3.2) como fallamiento y plegamiento ocasionadas por el levantamiento del basamento en la zona.

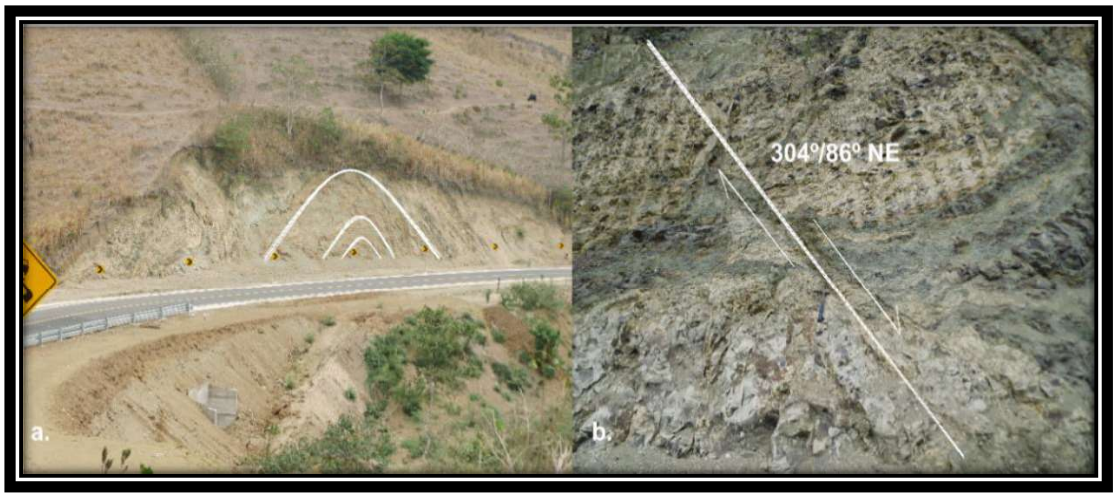


Figura 3.1.3.2. Formación Cayo, (a) Pliegue Anticlinal con eje 110°. (b) Falla Normal.

Análisis Petrográfico

Para el estudio petrográfico de la Formación Cayo se analizó una muestra en sección delgada correspondiente a una Grawaca lítica (Tabla 3.1.3).

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-3.1	592178	9974438	340m	Grawaca lítica

Tabla 3.1.3. Muestra JRV18-3.1 (Grawaca lítica) correspondiente a la Formación Cayo para realizar sección delgada.

La muestra de código JRV18-3.1 (Figura 3.1.3.3), presenta una textura clástica psamítica y estructura masiva con microfracturas, consta de minerales como: cuarzo (7%), cristales subhedrales de plagioclasa (8%), fragmentos de cristales de calcita (4%), óxidos anhedrales (5%) y epidota que resulta de una alteración hidrotermal, además se pueden apreciar clastos de rocas volcánicas (14%) subangulares, que se componen de cristales tabulares de plagioclasa en una matriz vítrea que se están alterando a minerales arcillosos junto a estos se tienen clastos sedimentarios (5%) de lutitas. El tamaño de grano de los minerales y los clastos varía de 0.01 mm hasta 2 mm. La matriz constituye el 55% del volumen total de la roca y está constituida por arcillas, con abundantes óxidos y clorita. El grado de compactación es alto por lo tanto la porosidad primaria es muy baja. La roca en

general tiene un grado alto de alteración, está cloritizada y epidotizada

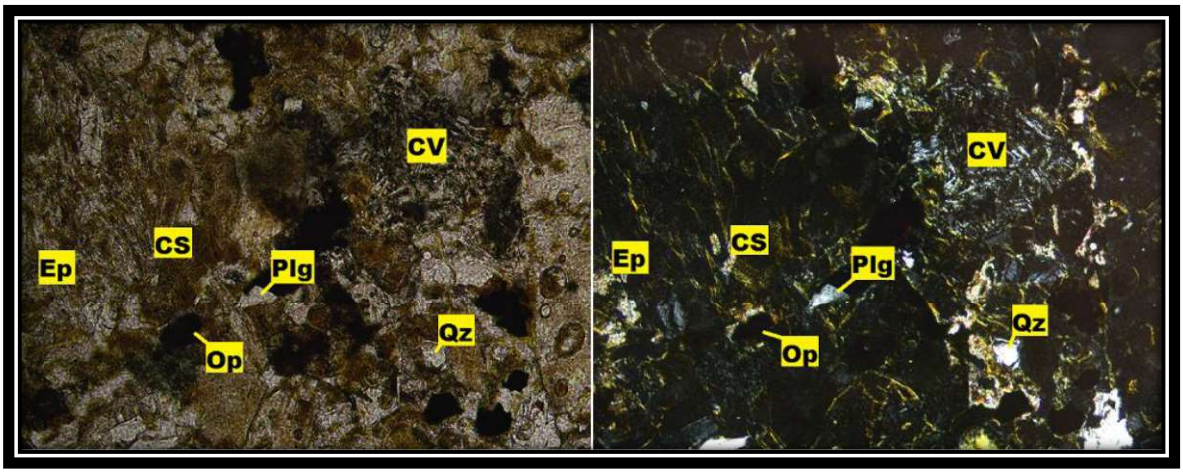


Figura 3.1.3.3. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de grawaca lítica de la Formación Cayo. Muestra JRV18-3.1. Plg (Plagioclasa), Ep (Epidota), Qz (Cuarzo), Op (Opacos), CV (Clastos volcánicos) y CS (Clastos sedimentarios).

3.1.4. Formación Punta Blanca

La Formación Punta Blanca está conformada por rocas de sedimentos pelíticos silíceos de origen marino, la cual según Bristow y Hoffstetter (1977), presenta una edad correspondiente al Eoceno Medio, que fue determinada a través del análisis fosilífero de la Formación, rica en radiolarios con menor cantidad de foraminíferos planctónicos.

Descripción

La Formación Punta Blanca se encuentra distribuida en dos sectores puntuales dentro del área de estudio al Sur de Jama, se puede ver expuesta al SW de la ciudad, cerca al poblado Punta Larga (UTM 575278/9964039) en la vía que conduce a Huele, y al NE en la vía que conduce a Diez de Agosto, los afloramientos presentan un espesor aproximado de 4 a 8 m. Estos ocurren en largas franjas con una orientación NE-SW, extendiéndose entre los afloramientos de origen Cretácico que forman el basamento, adicional a estos existen afloramientos que forman pequeños parches a lo largo de la franja costera. Litológicamente consta de rocas arcillosas silíceas, pulverulentas, bentonitas, con una resistencia mecánica

intermedia, de coloraciones blanquecinas a amarillentas, que están meteorizadas debido a su exposición al ambiente, además hay tobas intercaladas con coloraciones más oscuras. Los depósitos muestran una estructura estrato-decreciente hacia el tope que buza con 9° al SW, con estratos métricos a centimétricos. La Formación está afectada por fallas de gravedad, fallas inversas y otras fracturas (Figura 3.1.4.1).

Figura 3.1.4.1. Formación Punta Blanca de color blanquecino en la parte inferior de la imagen, hacia la izquierda se reconoce una falla normal y hacia la derecha se estiman indicios de estratificación, sobreyacido por la Formación Zapallo

En el afloramiento expuesto subyace a la Formación Zapallo en un contacto concordante ya que ambas formaciones presentan una estratificación paralela. El contacto se distingue por el cambio de litología de Punta Blanca a la lutita silicificada con chert de Zapallo, la cual está evidenciada por el cambio de coloración de blanco a un café oscuro.

Análisis Petrográfico

El estudio petrográfico de la Formación Punta Blanca se realizó a través del análisis de una muestra representativa en lámina delgada que corresponde a una lutita silícea (Tabla 3.1.4).

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-4.1	595810	9992302	27m	Lutita silícea

Tabla 3.1.4. Muestra JRV18-4.1 (Lutita silícea) corresponde a la Formación Punta Blanca para realizar sección delgada.

La muestra con código JRV18-4.1 (Figura 3.1.4.2) tiene una textura pelítica con microestuctura masiva, se reconocen granos angulosos de cuarzo (12%) y cristales subangulosos de minerales opacos (10%) en una matriz arcillosa (78%), el grado de compactación de la roca es muy alto y dado el tamaño de grano la porosidad primaria es muy baja.

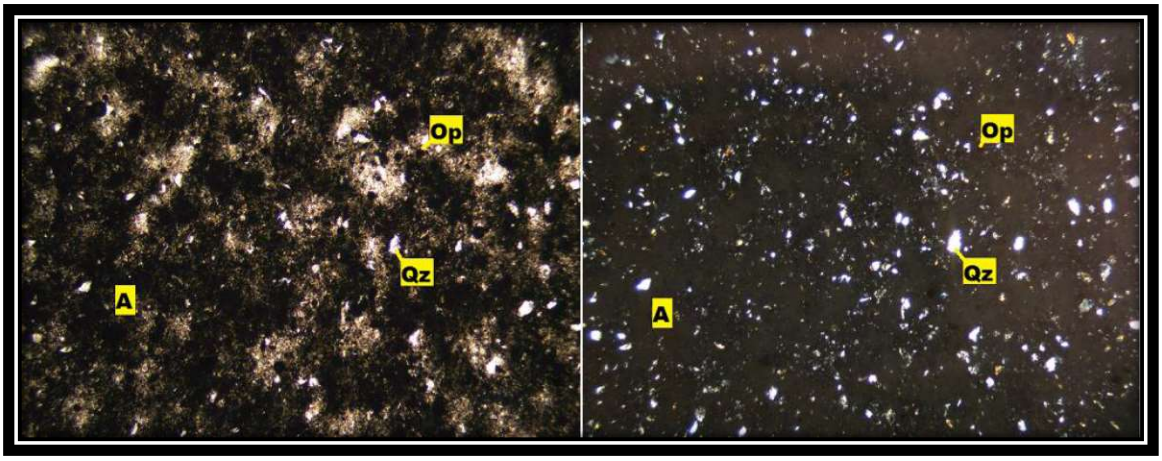


Figura 3.1.4.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x) de lutita silícea de la Formación Punta Blanca. Muestra JRV18-4.1. Qz (Cuarzo), Op (Opacos), A (Arcilla).

3.1.5. Formación Zapallo - Cerro

En la base de la Formación Zapallo - Cerro podemos encontrar rocas de grano fino como lutitas de color café oscuro con lutitas gris verdoso intercaladas y areniscas de grano muy fino. En la parte superior de la Formación prevalecen lutitas gris verdosas oscuras, con presencia de conglomerado basal (Baldock, 1982) con capas finas de toba y vetillas de yeso. Para la Formación Zapallo - Cerro se ha determinado un paleoambiente marino, de plataforma externa a talud superior (Ordoñez et al., 2006).

Descripción

La Formación Zapallo - Cerro aflora en la vía Pedernales - Jama (UTM 595810/9992303), el afloramiento tiene una altura aproximada de 30m, litológicamente son rocas sedimentarias detríticas, conformadas por sedimentos de grano fino correspondiente a lutita silicificadas de color café claro con manchas ocres debido a la oxidación de los minerales ferruginosos, son rocas bien litificadas, muy duras con filos ángulos debido al cemento silíceo, presenta una fractura concoidea y tiene precipitaciones de chert calcedónico en las microfracturas.

La Formación Zapallo - Cerro (Figura 3.1.5.1) se encuentra intensamente plegada dando la forma de un sistema catafilar (capas como una cebolla). Para esta Formación se ha determinado un ambiente de marino de plataforma externa (Deniaud, 2000) a profundidades batiales superior (Benitez, 1995).

Figura 3.1.5.1. Formación Zapallo - Cerro, pliegue anticlinal.

Análisis Petrográfico

El estudio petrográfico de la Formación Zapallo - Cerro se realizó mediante el análisis de una muestra en sección delgada, la cual se identificó como una lutita silicificada (Tabla 3.1.5).

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-5.1	595810	9992303	27m	Lutita silicificada

Tabla 3.1.5. Muestra JRV18-5.1 (Lutita silicificada) corresponde a la Formación Zapallo - Cerro para realizar sección delgada

La lámina de código JRV18-5.1 (Figura 3.1.5.2), corresponde a una muestra de textura bioclástica con microestructura masiva y microfracturas, presenta minerales de cuarzo (15%) y óxidos (2%), en una matriz arcillosa silicificada (43%), adicional a esto se han identificado micro-organismos fósiles de radiolarios (40%), cuyo cuerpo está compuesto por sílice, se encuentran mal preservados, por lo tanto, no es posible identificar a qué familia pertenecen. En las microfracturas se ha acumulado sílice criptocristalina que ha dado lugar a la formación de nódulos de chert. La roca tiene un alto nivel de silicificación por lo que su grado de compactación es muy alto, la porosidad primaria es muy baja.

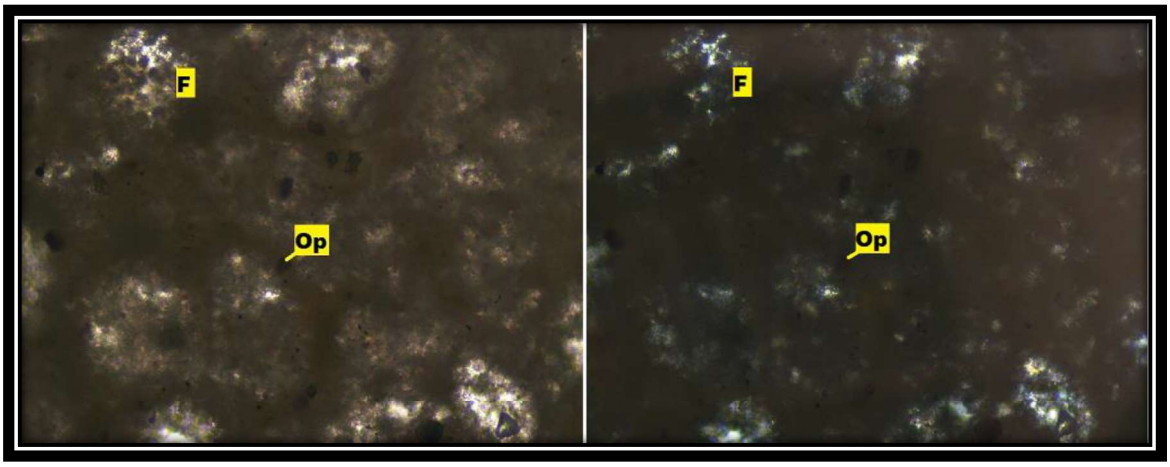


Figura 3.1.5.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (40x) de lutita silicificada de la Formación Zapallo - Cerro. Muestra JRV18-5.1. F (Fósil de radiolarios), Op (Opacos).

3.1.6. Formación Subibaja

La Formación (Figura 3.1.6.1) aflora a 5 km de distancia del Cantón Jama (583797/9975631) en la vía a Santa Rosa (583797/9975631) el afloramiento mide

aproximadamente 20 m de altura, otros afloramientos podemos encontrar en el sector José Loor, San Benito, La Quebrada, La Papaya, San Roque y Boquita.

Litológicamente se caracteriza por tener rocas como limolitas, areniscas de grano fino, calizas y lutitas, su Miembro inferior se identifica por la presencia de limolitas de tono grisáceo oscuro verdoso alterándose a arcillas.

A diferencia del resto de Formaciones estudiadas, la Formación Subibaja tiene abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, escasos radiolarios spumellarios, pocas valvas de ostrácodos, restos de peces y espículas de equinodermos (Ordoñez et al., 2006).

Descripción

La Formación Subibaja está conformada por rocas detríticas deleznables y frágiles con cemento calcáreo correspondiente a lutita de color café blanquecino de grano fino a grueso, moderadamente sorteados, presenta laminación paralela a la estratificación con estratos de diferente espesor, los estratos están inclinados con relación al ángulo de depósito de los sedimentos, los estratos tienen un espesor 3 cm a 15 cm, los estratos presentan eventos de depósito cíclicos monótonos.

Figura 3.1.6.1. Afloramiento Formación Subibaja con laminación paralela a la estratificación, estratos con inclinación N46°W/28°SW.

Análisis Petrográfico

El estudio petrográfico de la Formación Subibaja se basó en el análisis de cuatro secciones delgadas, de las cuales se determinaron litologías correspondientes a: radiolarita, lutita laminada, lutita calcárea y lutita arenosa (Tabla 3.1.6).

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-6.1	585948	9962997		Radiolarita
JRV18-6.2	596997	9968855	107m	Lutita laminada
JRV18-6.3	585861	9967309	401m	Lutita calcárea
JRV18-6.4	576764	9958367	112m	Lutita arenosa

Tabla 3.1.6. Muestras JRV18-6.1 (Radiolarita), JRV18-6.2 (Lutita laminada), JRV18-6.3 (Lutita calcárea) y JRV18-6.4 (Lutita arenosa) correspondientes a la Formación Subibaja para realizar secciones delgadas.

Las secciones de las muestras presentan texturas bioclástica y clástica mientras que su estructura es masiva, fracturada y laminada en el caso de las lutitas. Mineralógicamente están compuestas por cuarzo, plagioclasa, calcita, óxidos y clorita. La matriz es generalmente muy fina y se compone en su mayoría por arcilla con menores cantidades de limo. Se puede apreciar la presencia de radiolarios y foraminíferos, aunque debido a su poca preservación no se ha podido establecer una familia para cada uno.

Microscópicamente la lámina de código JRV18-6.1 (Figura 3.1.6.2), muestra una textura bioclástica y microestructura masiva, tiene cuarzo (15%) y minerales opacos (3%) en una matriz arcillosa (32%), además presenta una gran cantidad de radiolarios (50%), micro-organismos fósiles cuyo cuerpo está compuesto de sílice, el grado de compactación es alto y la porosidad es muy baja.

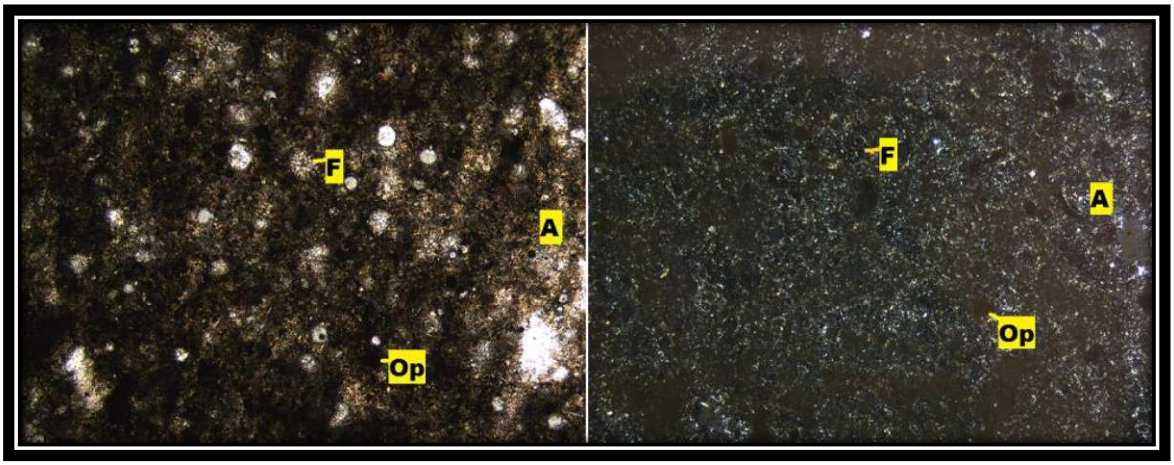


Figura 3.1.6.2. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de radiolarita de la Formación Subibaja. Muestra JRV18-6.1. F (Fósil de radiolario), Op (Opacos) y A (Arcilla).

3.1.7. Formación Angostura

La Formación Angostura litológicamente está conformada por conglomerados basales y areniscas de tamaños de grano variables con intercalación de limolitas y presencia de tobas hacia el tope. Según Ordoñez (2006), se han realizado análisis de la fauna fósil existente

en la Formación, la cual es abundante en foraminíferos planctónicos y bentónicos con aportes de nanofósiles calcáreos con una edad del Mioceno Medio al Mioceno Superior.

Descripción

La Formación Angostura se encuentra ampliamente distribuida dentro de la zona de estudio al Sur de la falla Jama, aflorando en las áreas de mayor elevación. Se han encontrado afloramientos en distintos cortes de carretera, pero uno de los más característicos está en la vía a La Mocora (UTM 593248/9970882), cuya altura es de 3.5 m aproximadamente. Consta de una arenisca cuarzosa de grano medio a grueso con estructura estratificada en dirección N10°E/8°SE, el color es gris claro, contiene granos de cuarzo en un 60%, junto con plagioclasa, anfíbol, glauconita y líticos volcánicos de tamaños milimétricos, redondeados y alterados en una matriz limosa (5%), además algunos minerales se están oxidando y cloritizando. La parte superior del afloramiento presenta una erosión y paleo-relieve que ha sido rellenado por depósitos caóticos cuaternarios de la Formación Jama (Figura 3.1.7.1).

Figura 3.1.7.1 Sector La Mocora (UTM 593248/9970882). En la parte inferior de la imagen se aprecia la Formación Angostura estratificada, mientras que en la parte superior está la Formación Jama como relleno del paleo-relieve.

Hacia el Oeste en el sector de San Benito (UTM 585233/9962551), existe un afloramiento que presenta conglomerado matriz soportado, con clastos volcánicos redondos y esféricos, además de clastos sedimentarios redondeados y aplanados, ambos con tamaños de 4 a 6 cm, muy meteorizados, dispuestos en una matriz arenosa. El conglomerado corresponde a la parte basal de la Formación, tiene aproximadamente 1 m de espesor, mientras que hacia la parte superior se distingue arenisca de estructura masiva, friable, de grano grueso a medio, de coloración gris a café amarillento típico de Angostura meteorizada. El afloramiento tiene una altura de 5 m (Figura. 3.1.7.2). La Formación es de carácter transgresivo debido a la secuencia grano decreciente que presenta con influencia de materiales terrígenos.

Figura 3.1.7.2. Sector San Benito (UTM 585233/9962551), en la imagen derecha se muestra una ampliación del recuadro izquierdo del conglomerado basal de la Formación Angostura.

En el área de estudio se pueden encontrar otros afloramientos en poblados como: La Industria ubicada al Suroeste, en Buenos Aires en la zona central y en Convento en la parte Este y Noreste del sector estudiado.

A la Formación Angostura la subyace la Formación Subibaja en un contacto concordante, observado en ciertos afloramientos como una transición entre lutitas y areniscas

monótonas. Esto se evidencia en el afloramiento de la vía que conduce al poblado la Rucha (UTM 606684/9959530), las litologías correspondientes a cada Formación presentan un cambio gradual, las rocas están frescas debido a la reciente ampliación de las vías, ahí afloran lutitas estratificadas y laminadas de color gris correspondientes a Subibaja y areniscas masivas de un gris blanquecino correspondientes a la Formación Angostura. La altura aproximada del afloramiento es de 11 m y además se aprecian sistemas de fallas normales con una dirección predominante de N5°W/68°SW y N6°W/45°NE. (Figura 3.1.7.3).

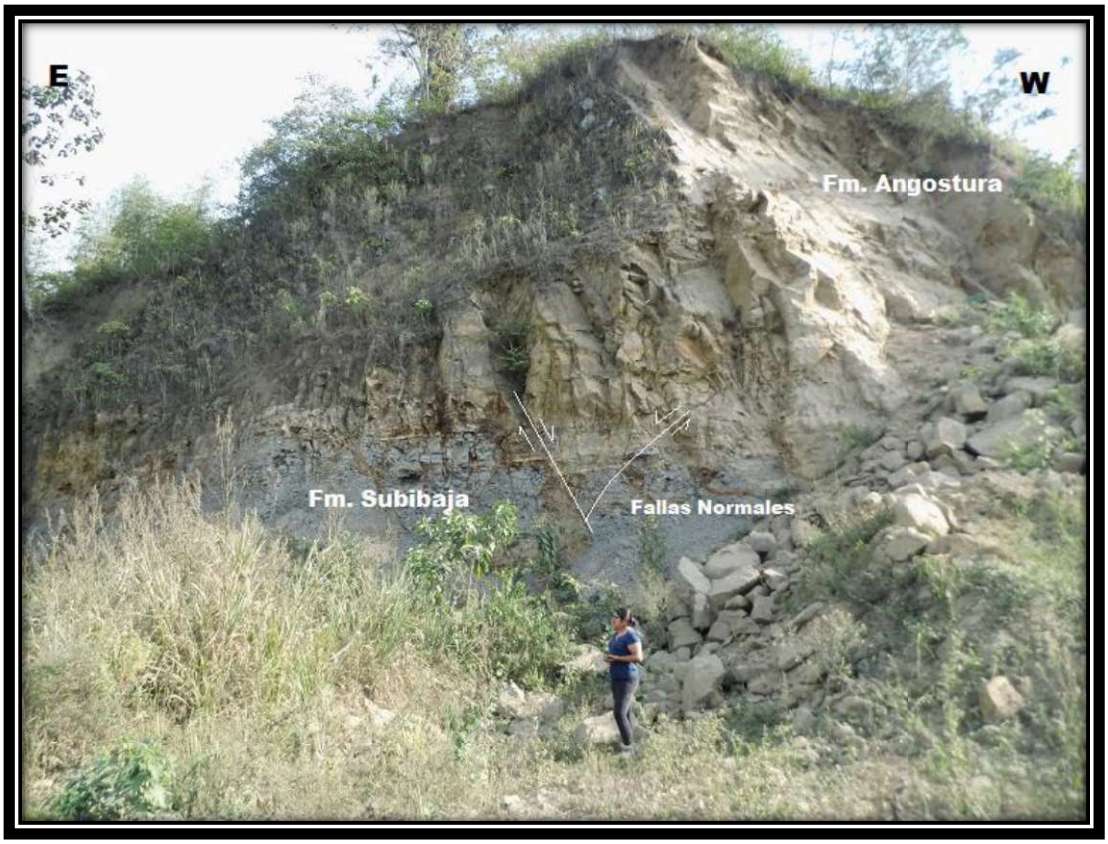


Figura 3.1.7.3. Sector La Rucha (UTM 606684/9959530), contacto concordante entre las Formaciones Subibaja y Angostura.

Análisis Petrográfico

Para el estudio petrográfico de esta Formación se elaboró la sección delgada de una muestra representativa en donde se determinó que la roca es una arenisca lítica (Tabla 3.1.7).

Código	Longitud	Latitud	Elevación	Nombre
JRV18-7.1	593248	9970882	362	Arenisca lítica

Tabla 3.1.7. Muestra JRV18-7.1 (Arenisca lítica), corresponde a la Formación Angostura para realizar sección delgada

La muestra de código JRV18-7.1 (Figura 3.1.7.4.), presenta una textura epiclástica psamítica de tamaño de grano medio a grueso y microestructura masiva, los minerales que se pueden apreciar en la sección son plagioclasas tabulares euhedrales y subhedrales (25%), cristales euhedrales de clinopiroxeno (15%), anfíboles fragmentados (8%), minerales opacos (8%) y clastos sedimentarios de grano medio a fino (10%), además de clastos volcánicos alterados (12%), todo esto en una matriz limo arenosa con cantidades considerables de granos de cuarzo (12%). La roca es moderadamente seleccionada y grano soportada, el grado de compactación intermedio por lo tanto la porosidad es alta a intermedia.

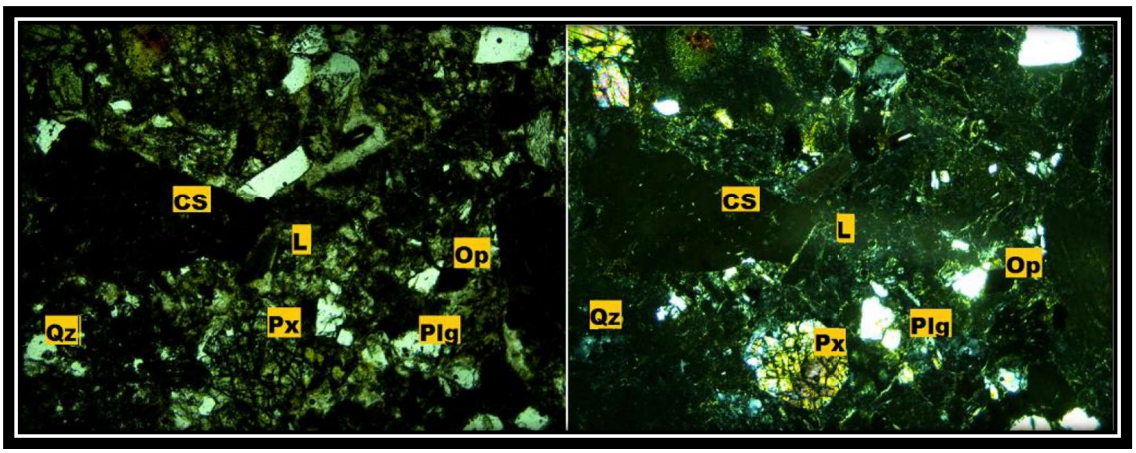


Figura 3.1.7.4. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de arenisca lítica de la Formación Angostura. Muestra JRV18-7.1. Plg (Plagioclasa). Px (Piroxeno). Qz (Cuarzo). CS (Clasto Sedimentario). L (Limo). Op (Opacos).

Las Formaciones Onzole y Borbón no fueron observadas directamente en campo, pero se incluyen en el mapa geológico de la zona debido a que se tiene evidencia de su presencia en superficie mediante los análisis de las secciones sísmicas realizados en el Capítulo 4. Además de constar en el Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana, realizado por

Reyes y Michaud (2012), el cual ha sido tomado como referencia bibliográfica para la elaboración de este trabajo.

3.1.8. Depósitos Cuaternarios

El sector Jama está influenciado principalmente por la acción del río Jama y la actividad de varios cauces de ríos que atraviesan el sector que en conjunto con el material disponible han dado lugar a la formación de terrazas y depósitos aluviales de edad cuaternaria.

Los depósitos son recientes y están constituidos en su mayoría por limos y arenas de grano fino con intercalaciones de gravas con clastos redondeados de tamaños centimétricos, con una consolidación baja a media, frecuentemente de coloraciones claras, que proceden de la erosión de materiales de las Formaciones más antiguas presentes en la zona; en ocasiones con estratificaciones sub-horizontales. Los depósitos están asociados a geoformas como: valles fluviales, terrazas fluviales medias a bajas de 8 a 4 metros de potencia, que están ubicadas en las partes más bajas de los relieves y generalmente están cubiertas por vegetación (Figura 3.1.8.1).

Figura 3.1.8.1. Terraza fluvial cerca al poblado Pechichal, a una altura aproximada de 4 metros sobre el cauce del río, compuesta de conglomerado basal con clastos de lutitas y una arenisca con matriz limosa hacia la parte superior, además se puede apreciar la estratificación horizontal hacia el tope.

Otro tipo de depósitos presentes en el sector son coluviales, localizados a los pies de las laderas de los relieves montañosos y están compuestos generalmente por bloques y gravas de areniscas, limos y otras rocas del lugar generalmente ígneas correspondientes al basamento por su ubicación en altos estructurales.

.

CAPITULO 4

4. Geofísica

4.1. Compilación de la información

Datos utilizados

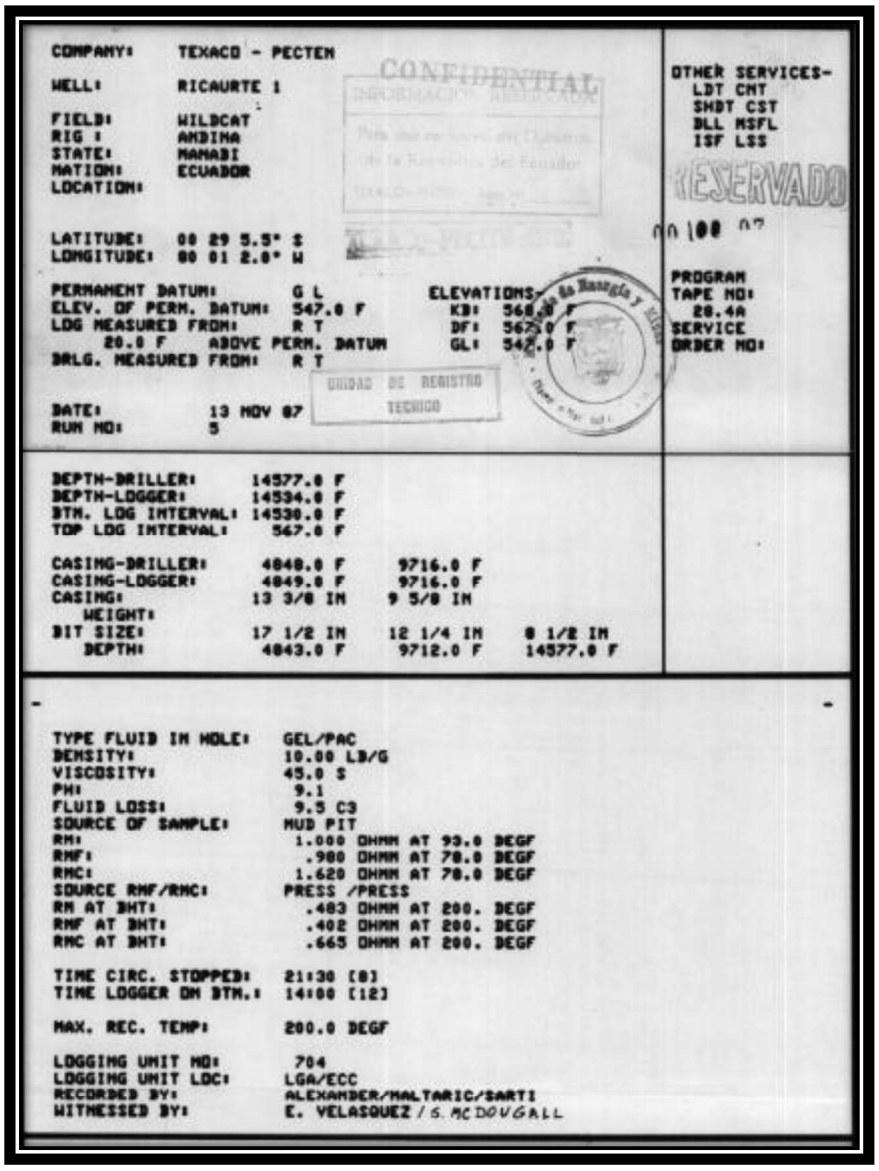
Para llevar a cabo este análisis se hizo una recopilación de datos correspondientes al área de estudio la cual ha sido facilitada por el Banco de Información Petrolera del Ecuador (BIPE), los datos empleados se citan a continuación:

- **Pozo Exploratorio Ricaurte –** 1.

  Perforado en dos etapas por el Consorcio Texaco – Pecten, con una profundidad programada de 14.577 pies (4.442.9 metros) en el año 1987, teniendo como objetivo proporcionar información relacionada con la secuencia estratigráfica de la Cuenca de Manabí, que serviría para la exploración de hidrocarburos.

  Esta información consta de registros eléctricos del pozo (Caliper (CALI), Gamma Ray (GR), Spontaneous Potencial (SP), Porosity (NPHI)), topes-bases estratigráficos, parámetros petrofísicos, checkshot y datos geofísicos; toda esta información ha sido analizada e incorporada en la plataforma de interpretación PETREL.

  El Pozo Ricaurte (Figuras 4.1.1 y 4.1.4) se encuentra ubicado en la Provincia de Manabí, Cantón Chone (UTM 609364/9945681), a una elevación de 166.69m.



COMPANY: TEXACO - PECTEN

WELL: RICAURTE 1

FIELD: WILDCAT
RIG : ANDINA
STATE: MANABI
NATION: ECUADOR
LOCATION:

LATITUDE: 00 29 5.5" S
LONGITUDE: 80 01 2.0" W

PERMANENT DATUM: G L
ELEV. OF PERM. DATUM: 547.0 F
LOG MEASURED FROM: R T
20.0 F ABOVE PERM. DATUM
DRLG. MEASURED FROM: R T

DATE: 13 NOV 87
RUN NO: 5

OTHER SERVICES-
LDT CNT
SHDT CST
DLL MSFL
ISF LSS

PROGRAM
TAPE NO:
20.4A
SERVICE
ORDER NO:

ELEVATIONS-
KB: 568.0 F
DF: 567.0 F
GL: 547.0 F

DEPTH-DRILLER:	14577.0 F		
DEPTH-LOGGER:	14534.0 F		
BTM. LOG INTERVAL:	14530.0 F		
TOP LOG INTERVAL:	567.0 F		
CASING-DRILLER:	4848.0 F	9716.0 F	
CASING-LOGGER:	4849.0 F	9716.0 F	
CASING:	13 3/8 IN	9 5/8 IN	
WEIGHT:			
BIT SIZE:	17 1/2 IN	12 1/4 IN	8 1/2 IN
DEPTH:	4843.0 F	9712.0 F	14577.0 F

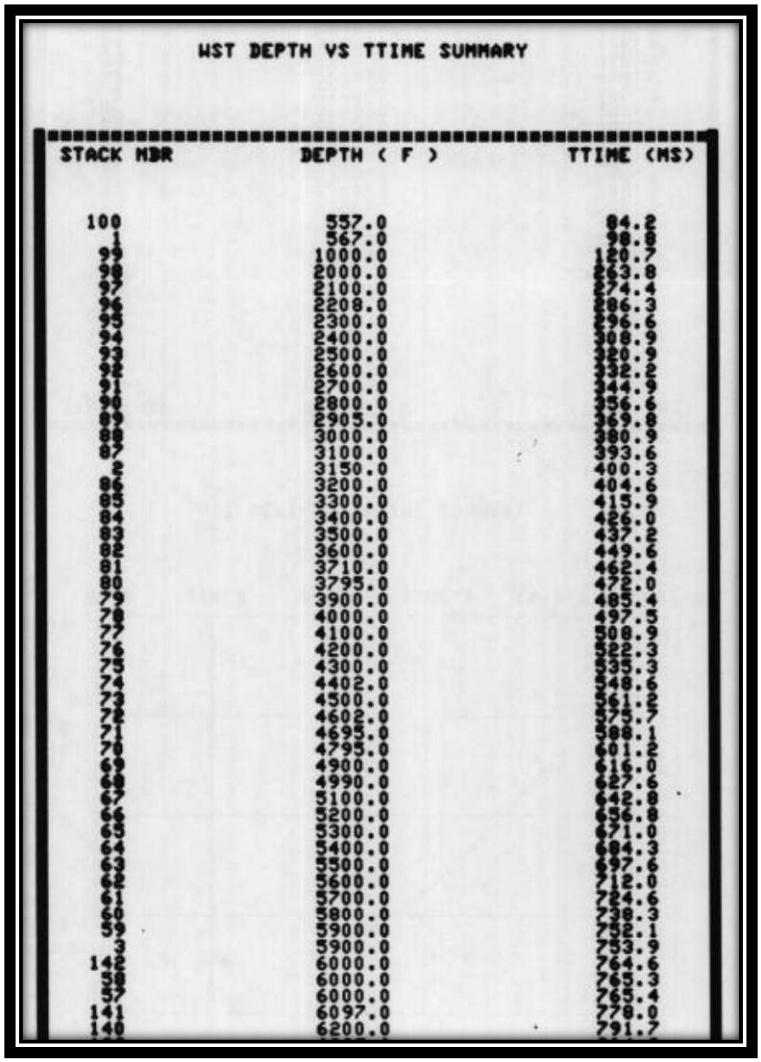
TYPE FLUID IN HOLE:	GEL/PAC
DENSITY:	10.00 LB/G
VISCOSITY:	45.0 S
PH:	9.1
FLUID LOSS:	9.5 C3
SOURCE OF SAMPLE:	MUD PIT
RM:	1.000 OHMM AT 93.0 DEGF
RMF:	.900 OHMM AT 78.0 DEGF
RMC:	1.620 OHMM AT 78.0 DEGF
SOURCE RMF/RMC:	PRESS /PRESS
RM AT BHT:	.483 OHMM AT 200. DEGF
RMF AT BHT:	.402 OHMM AT 200. DEGF
RMC AT BHT:	.665 OHMM AT 200. DEGF
TIME CIRC. STOPPED:	21:30 [8]
TIME LOGGER ON BTM.:	14:00 [12]
MAX. REC. TEMP:	200.0 DEGF
LOGGING UNIT NO:	704
LOGGING UNIT LOC:	LGA/ECC
RECORDED BY:	ALEXANDER/MALTARIC/SARTI
WITNESSED BY:	E. VELASQUEZ / S. MCDOUGALL

Figura 4.1.1. Extracto del Registro Técnico del Pozo Ricaurte, obtenido bajo convenio por el Banco de Información Petrolera del Ecuador.

- **Checkshot. (Tiros de Verificación)**

Los datos sísmicos tienen una deficiencia que puede limitar su utilidad ya que son medidos en funciones de tiempo y no como funciones de profundidad. Para tener un mejor detalle y poder comprender la geometría del yacimiento se debe obtener valores en profundidad, para esto se ha desarrollado el concepto de calibración tiempo-profundidad (Figura 4.1.2) en los pozos de control, de tal forma que las

imágenes obtenidas en superficie puedan ser convertidas de manera confiable en imágenes de profundidad.



WST DEPTH VS TTIME SUMMARY

STACK NBR	DEPTH (F)	TTIME (MS)
100	557.0	84.2
1	567.0	98.8
99	1000.0	120.7
98	2000.0	263.8
97	2100.0	274.4
96	2208.0	286.3
95	2300.0	296.6
94	2400.0	308.9
93	2500.0	320.9
92	2600.0	332.2
91	2700.0	344.9
90	2800.0	356.6
89	2905.0	369.8
88	3000.0	380.9
87	3100.0	393.6
2	3150.0	400.3
86	3200.0	404.6
85	3300.0	415.9
84	3400.0	426.0
83	3500.0	437.2
82	3600.0	449.6
81	3710.0	462.4
80	3795.0	472.0
79	3900.0	485.4
78	4000.0	497.3
77	4100.0	508.9
76	4200.0	522.3
75	4300.0	535.3
74	4402.0	548.6
73	4500.0	561.2
72	4602.0	575.7
71	4695.0	588.1
70	4795.0	601.2
69	4900.0	616.0
68	4990.0	627.6
67	5100.0	642.8
66	5200.0	656.8
65	5300.0	671.0
64	5400.0	684.3
63	5500.0	697.6
62	5600.0	712.0
61	5700.0	724.6
60	5800.0	738.3
59	5900.0	752.1
3	5900.0	753.9
142	6000.0	764.6
58	6000.0	765.3
57	6000.0	765.4
141	6097.0	778.0
140	6200.0	791.7

Figura 4.1.2. Extracto de los datos del Checkshot del Pozo Ricaurte

En base a los checkshot se genera la gráfica de las curvas tiempo vs profundidad (TZ) (Figura 4.1.3) con la finalidad de realizar el ajuste sísmica-pozo para la interpretación de horizontes en medidas de tiempo-profundidad. La curva tiempo- profundidad nos permite visualizar espacialmente como están los puntos esparcidos, la línea de tendencia que mejor se ajusta al datum del checkshot obtenido es polinómica, siendo la línea con la cual el valor

del coeficiente de determinación (R^2) es igual a 1, esto significa que tiene un buen ajuste y los datos son válidos para realizar la calibración pozo-sísmica.

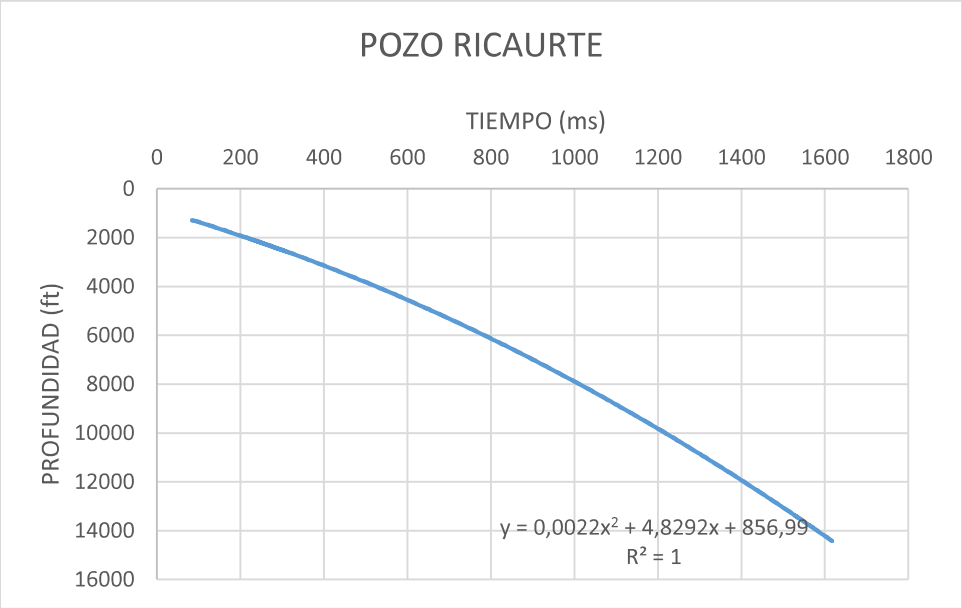


Figura 4.1.3. Perfiles de velocidad registrada en el Pozo Ricaurte

- **Líneas sísmicas**:

  Se han considerado tres líneas sísmicas (Figura 4.1.4) generadas durante la Campaña PE_E08D-, las cuales fueron obtenidas por la Compañía SINOPEC en el año 2009.

  - PE_E08D-581, con una dirección NW-SE atraviesa la parte central del área de estudio.
  - PE_E08D-996 y PE_E08D-1000, dos líneas sísmicas en 2D que se encuentran sub-paralelas entre sí y perpendiculares a la línea PE_E08D-581, presentan una dirección NE-SW y se distribuyen en la parte sur y centro respectivamente, dentro de la zona estudiada.

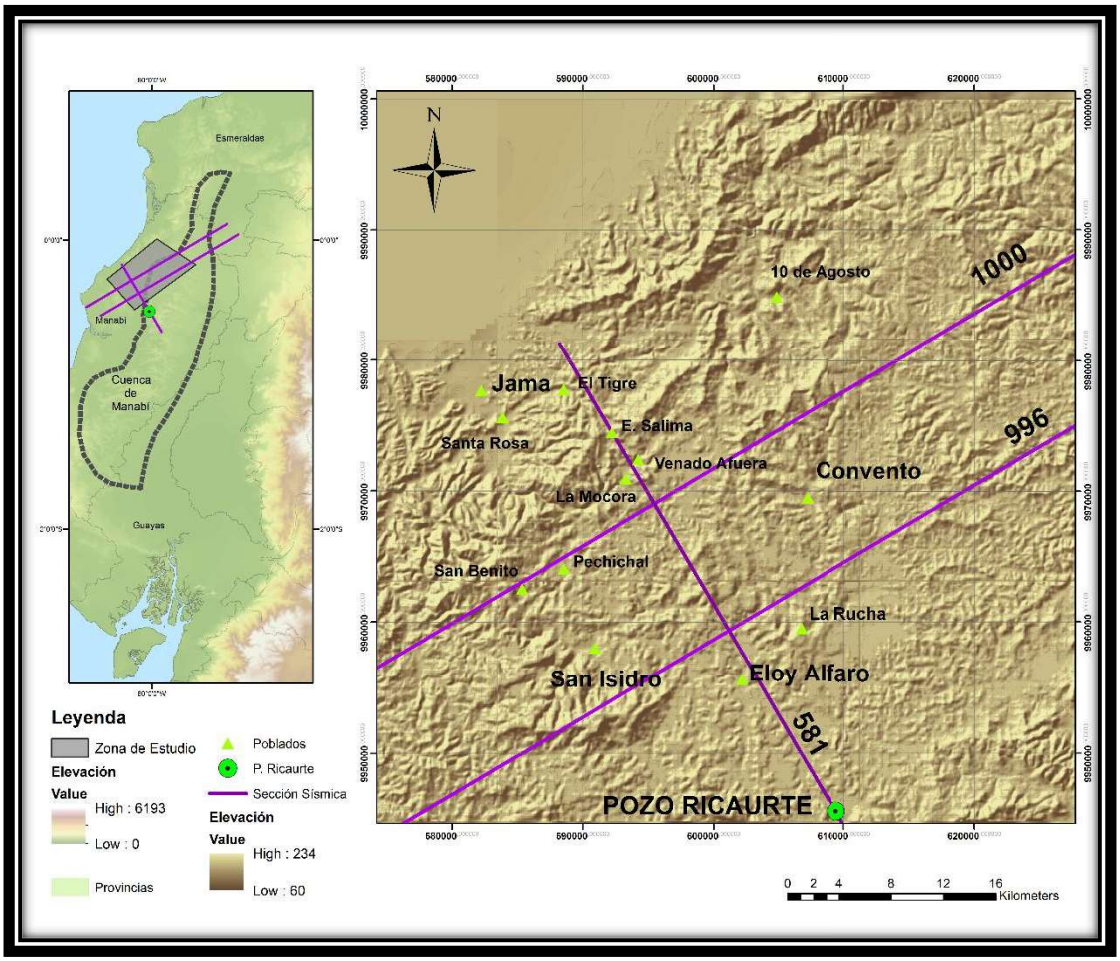


Figura 4.1.4. Mapa de ubicación de líneas sísmicas y pozo exploratorio Ricaurte – 1.

4.1.1. Métodos de Reflexión Sísmica

Este método nos permite analizar registros sísmicos para poder encontrar hidrocarburo, su principio se basa en el tiempo de llegada de las ondas P y S sobre las distintas interfases del subsuelo. Se fundamenta en la generación de ondas a través de disparos en el suelo y se recogen las ondas que han viajado por el subsuelo, mediante geófonos.

Para un estudio eficaz de la zona, se ejecutan varios disparos y se aumenta la cantidad de geófonos. Todos los datos sísmicos se reagrupan en trazas sísmicas, para posteriormente procesar y reordenar en conjuntos de puntos reflectores comunes (CMP). Todos los CMP

se agrupan para obtener una traza de CMP y el conjunto de todas las trazas CMP forman la llamada sección sísmica de reflexión (Figura 4.1.1.1).

Este método es uno de los más usados para prospección geofísica ya que como resultado entrega una imagen llamada sección sísmica, mediante esta imagen se puede reconocer las diferentes estructuras geológicas.

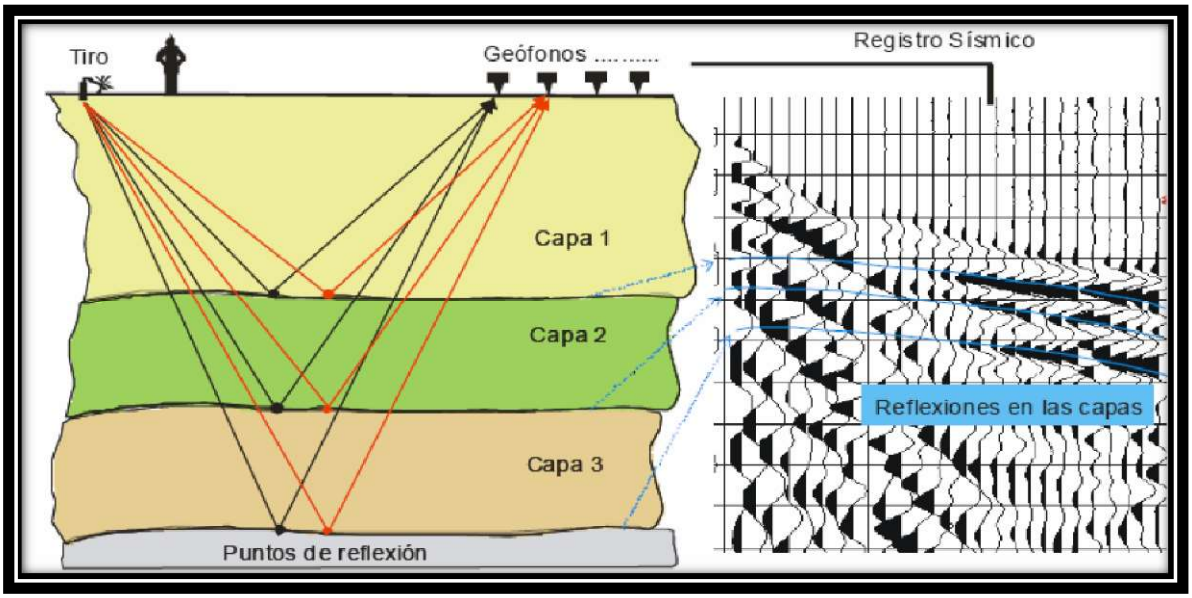


Figura 4.1.1.1. Esquema de rayos reflejados en tres capas que resultan en un registro sísmico. (Tomado de Hernández 2008).

El objetivo principal de la interpretación sísmica de reflexión es:

- Determinar los espesores y estratigrafía del suelo.
- Determinar la profundidad del basamento.
- Auxiliar en la identificación de estructuras.
- Crear un modelo geológico estructural y estratigráfico.

4.2. Interpretación de datos sísmicos

Para realizar una interpretación sísmica es necesario realizar una calibración del pozo con la sísmica a través de un software especializado. El objetivo es identificar la respuesta

sísmica de los reflectores y de esta manera identificar unidades estratigráficas de interés. Para realizar esta calibración es importante tener datos sísmicos del pozo así como los registros principales y topes estratigráficos.

Registros de pozo

Un registro de pozo es una representación digital o analógica de una propiedad física que se mide en profundidad. Los principales objetivos de los registros de pozos son: determinar si una Formación contiene hidrocarburos. Caracterizar y cuantificar sus principales parámetros geológicos y petrofísicos (Bastida et al., 2017).

A continuación, se citan las características y parámetros de los más relevantes registros sísmicos para la elaboración de este trabajo.

Registro de Calibración (Caliper = CALI). Corresponde a un registro de diámetro. El Caliper es una herramienta que mide el diámetro del pozo, el cual puede ser de mucha utilidad a la hora de diferenciar litologías resistentes de las poco resistentes mediante la determinación del estado del hoyo (derrumbado o no derrumbado). Mide el diámetro del hoyo comparado con el diámetro de la mecha (bet size), a mayor diámetro menor es la competencia de la roca (Figura 4.2.1), si el diámetro es menor puede indicar la presencia de lutitas expansivas (Rider, 2002).

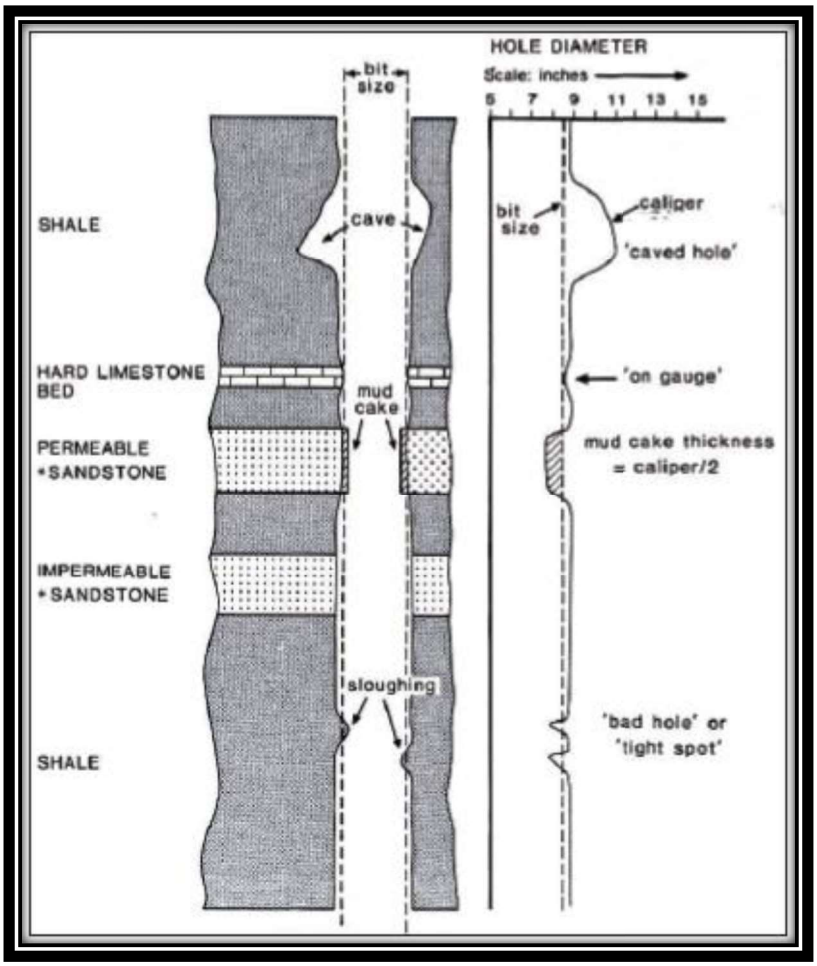


Figura 4.2.1. Interpretación de registro Cáliper (Rider, 2002).

Potencial Espontáneo (Spontaneity Potencial = SP). Es un registro eléctrico no inducido, que indica la diferencia de potencial eléctrica entre un electrodo móvil en el lodo del pozo y uno fijo en superficie en función de la profundidad. El SP de los materiales del subsuelo se origina en las células electroquímicas formadas por el contacto entre las arcillas, las arenas y el lodo de perforación, y como consecuencia del efecto electrocinético de los fluidos que se mueven a través de la zona permeable. Este se considera nulo (0) frente a las capas gruesas de arcilla. La unión de todos los puntos con SP nulo permite trazar una línea llamada comúnmente Línea Base de las Arcillas. Por convenio, los registros se realizan de tal manera que las desviaciones hacia la izquierda de la línea base se consideran negativas;

y las desviaciones hacia la derecha le la línea base se consideran positivas, esto se puede observar en formaciones permeables; en capas gruesas las deflexiones tienden a alcanzar una deflexión esencialmente constante, definiendo la línea base de arena (Figura 4.2.2). El registro se mide en milivoltios (mV) y es utilizado para identificar capas porosas y para calcular la salinidad y resistividad del agua de formación (Chelotti et al., 2018).

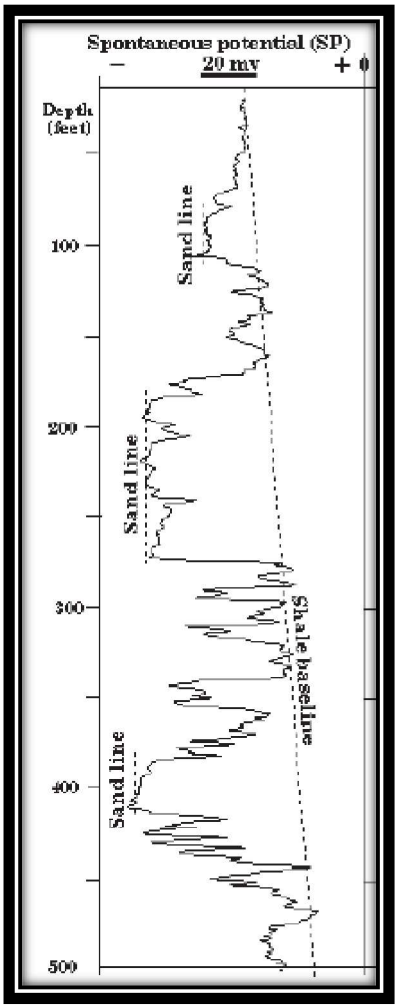


Figura 4.2.2. Interpretación de registro SP (Ellis y Singer, 2008).

Rayos Gamma (Gamma Ray = GR). Es un registro radiactivo y se basa en la medición de las emisiones naturales de rayos gamma que poseen las rocas. Durante la meteorización de las rocas, los elementos radiactivos que estas contienen se desintegran en partículas de tamaño arcilla, por lo tanto, las lutitas tienen emisiones de rayos gamma mayores que las

arenas. Cuanto mayor sea el contenido de arcilla de las rocas mayor es la emisión de GR de las mismas. Se lee de izquierda a derecha. Si el GR es bajo indica bajo contenido de arcilla y si es alto indica alto contenido de arcilla (Figura 4.2.3). La unidad de medida es en grados API, con un rango de valores que varían de 0 a 150 API (Rider, 2002).

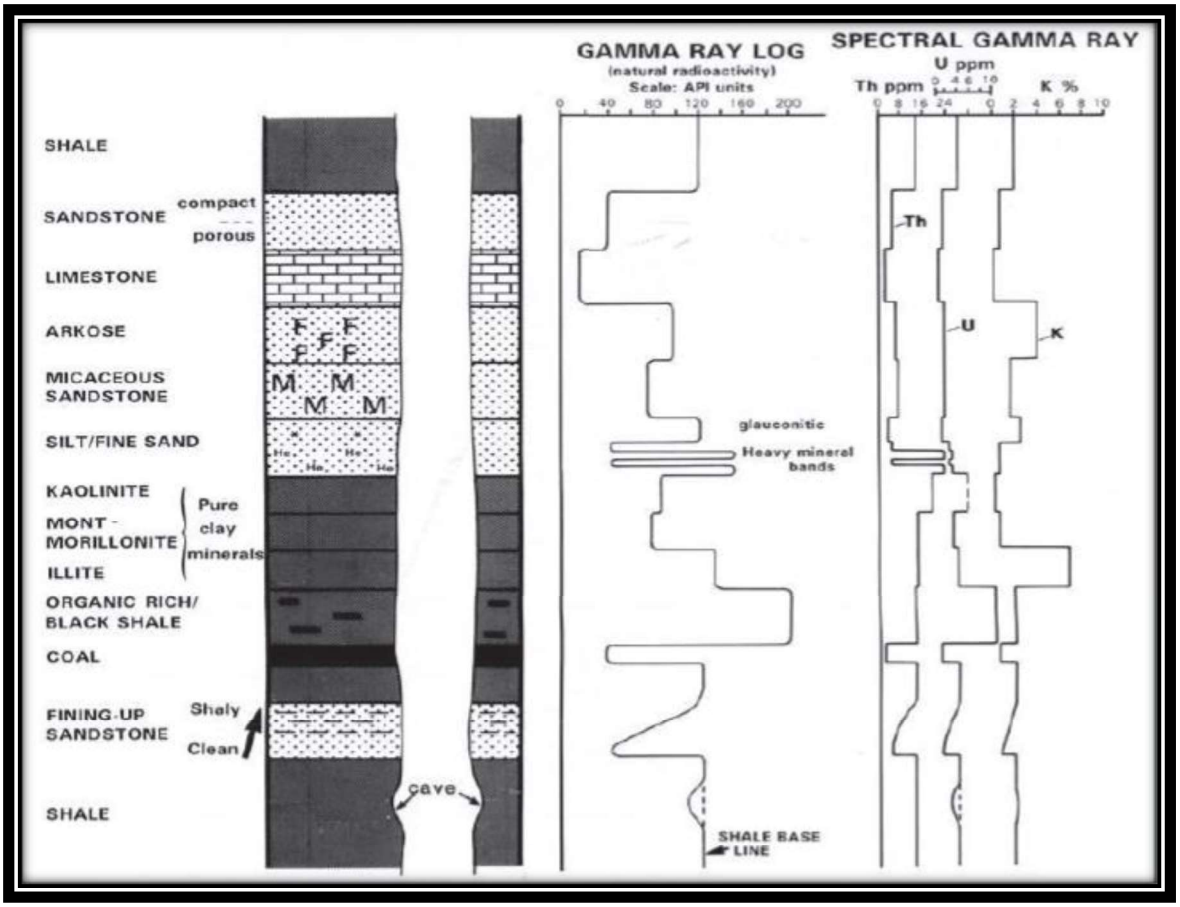


Figura 4.2.3. Interpretación de registro GR (Rider, 2002).

Registro Sónico (DT)

El perfil Sónico es un registro de la profundidad contra ∆t, el tiempo requerido por una onda sónica compresional para recorrer un pie de formación (Figura 4.2.4). Conocido también como “tiempo de tránsito”, ∆t es el valor recíproco de la velocidad de una onda compresional de sonido. El tiempo de tránsito en una formación dada depende de su litología y porosidad (Ellis y Singer, 2008). Los nombres más comunes utilizados para este tipo de registros son:

DTE (Delta-T, Sónico, o Tiempo de Transito del Intervalo Estándar), DT (Delta-T, Sónico, o Tiempo de Transito del Intervalo), y AC (Serie de Conductividad Lateral del Registro o Laterolog).

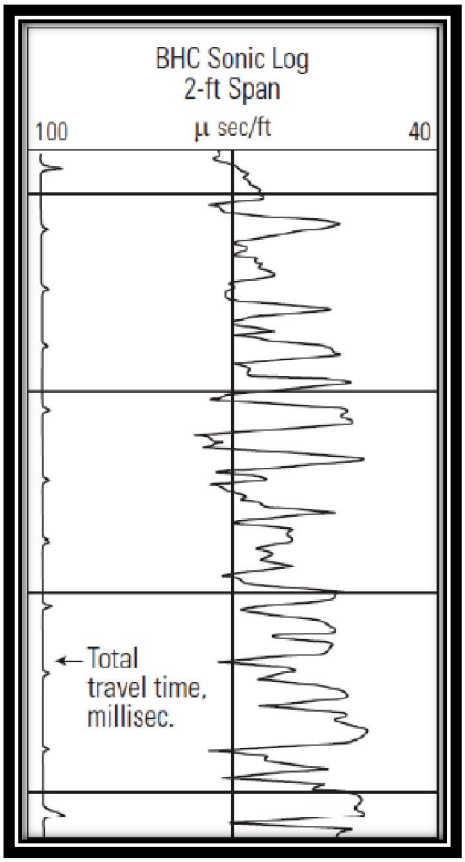


Figura 4.2.4. Interpretación de registro Sónico (Ellis y Singer, 2008).

Registro de Densidad (RHOB)

Mide la densidad total de la formación (incluyendo el fluido presente en el espacio poral) enviando un haz de rayos gamma de 662 Kev de energía y registrando la intensidad de la radiación gamma en los detectores. La intensidad recibida es una función exponencial de la densidad del medio, por lo que, a mayor densidad, mayor intensidad recibida. Se mide en gramos por centímetro cúbico [g/cm^3] (Figura 4.2.5). Los registros de densidad se usan principalmente como registros de porosidad. Se aplican en la identificación de minerales en

evaporitas, detección de gas, determinación de densidad de hidrocarburos, evaluación de arenas con arcillas y litologías complejas (Rider, 2002).

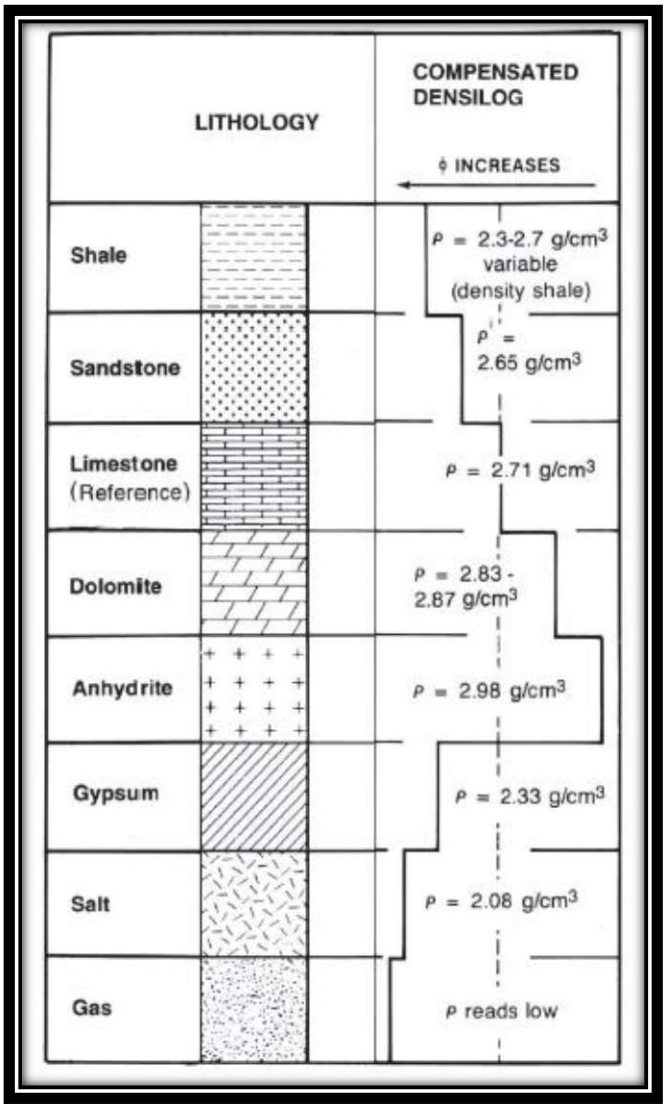


Figura 4.2.5. Interpretación de registro RHOB (Rider, 2002).

Registro Neutrón (NPH)

Mide la reacción de los neutrones emitidos con los átomos de la formación y los fluidos asociados. Los valores de porosidad de neutrón varían según la litología (Figura 4.2.6). En lutitas son bastante dispersos, ya que oscilan entre 25% y 75%, sin embargo, generalmente se ubican entre un 40% y 50%. En carbón se detectan valores altos, cercanos al 50%; en

areniscas, se encuentran mediciones entre un 0% y 30%. Otros registros de este tipo son: CNL (Registro de Neutrón Compensado), SNL (Registro de Neutrón Suavizado Cerca del Detector sólo de Porosidad), NPHI (Porosidad de Neutrón Termal).

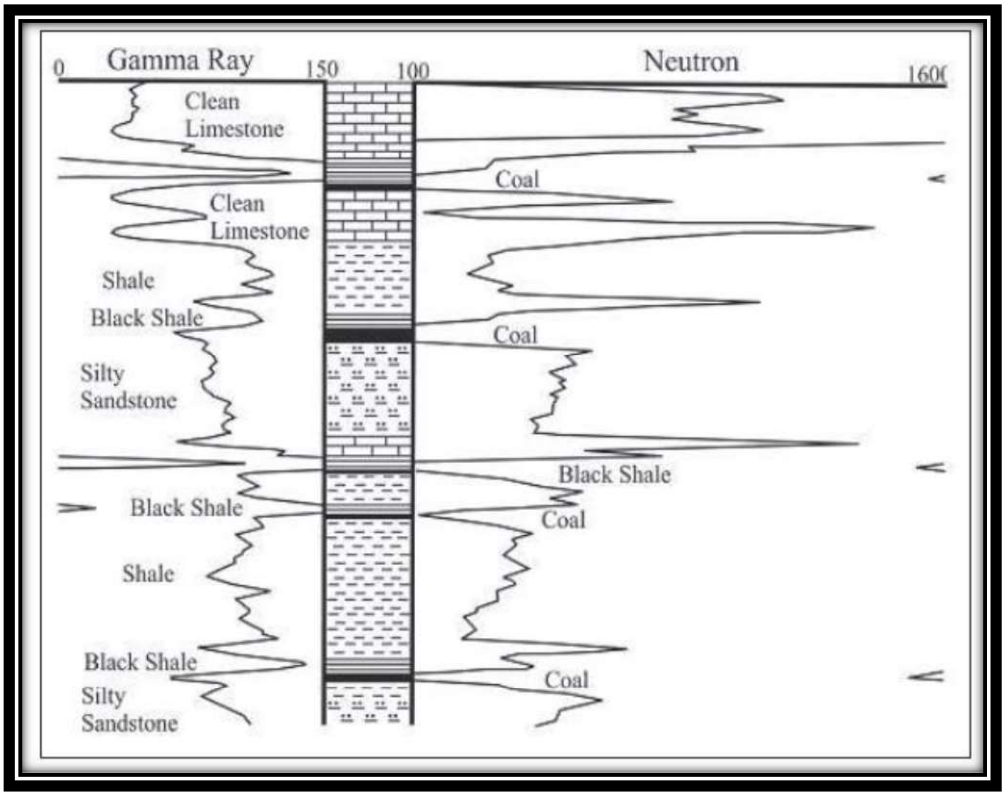


Figura 4.2.6. Interpretación de registro NPH (Lange, 2003).

Combinación de Registros Sísmicos

- Combinación de perfil GR o SP con perfiles de resistividad (Figura 4.2.7)

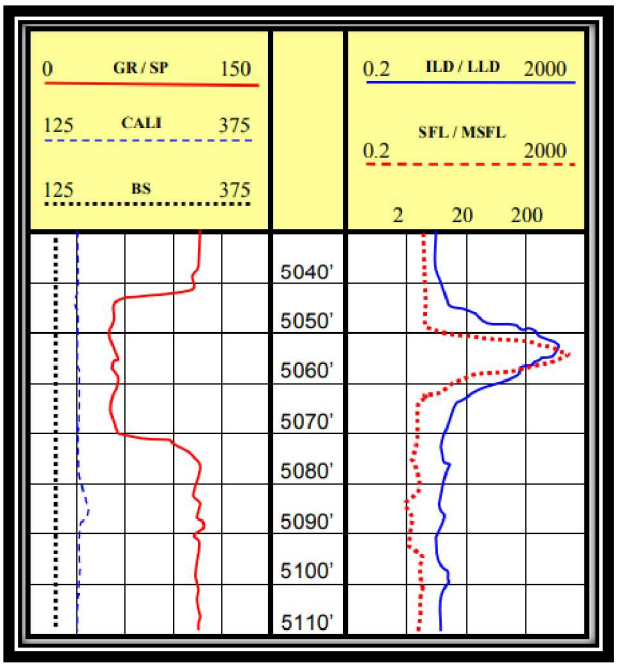


Figura 4.2.7. Ejemplo de registros en dos pistas con sus respectivos rangos de acción en la parte superior de la imagen. Recuperado de http://oilproduction.net/files/Perfilaje%20de%20pozos.pdf

- Combinación de perfil GR o SP con perfiles de porosidad (Figura 4.2.8)

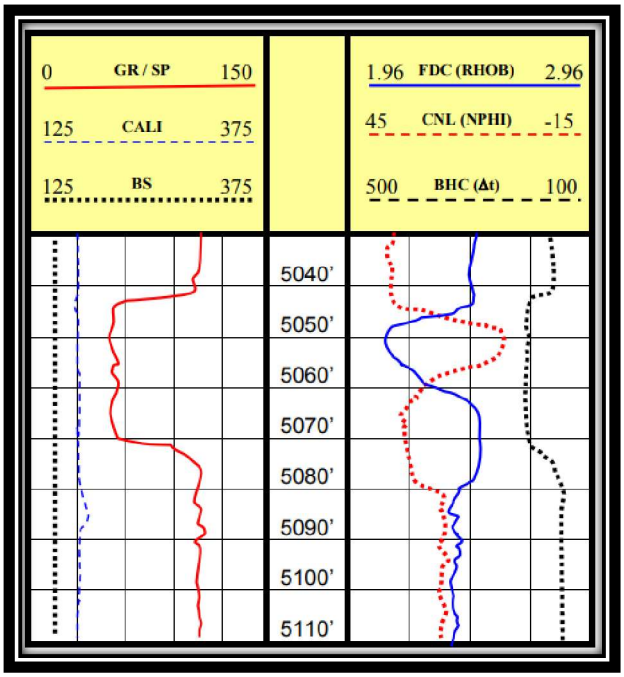


Figura 4.2.8. Ejemplo de registros en dos pistas con sus respectivos rangos de acción en la parte superior de la imagen. Recuperado de http://oilproduction.net/files/Perfilaje%20de%20pozos.pdf

Los perfiles siempre se combinan de la siguiente manera: En la pista 1 se colocan los perfiles de litología y diámetro de hoyo: GR o SP, CALI y Bit Size (BS). En la pista 2 se colocan los perfiles de resistividad o los perfiles de porosidad (BHC).

Análisis de Registros de Pozo

El objetivo de realizar un análisis de los registros de pozo es establecer topes estratigráficos, ya que las variaciones de los registros actúan como marcadores de cambios litológicos. Estos topes se pueden correlacionar con los reflectores principales de las secciones sísmicas utilizadas, para de esta manera determinar horizontes sísmicos que discriminen a las diferentes Formaciones ahí presentes.

Para la interpretación de la información se han analizado los registros: Potencial Espontáneo (SP), Sónico (DT), Gamma Ray (GR), Calliper (CALI), Densidad Total (RHOB) y Porosidad – Neutron (NPHI), estos son comparados a lo largo de 14577 pies de profundidad correspondiente a la profundidad total del pozo (Figura 4.2.9).

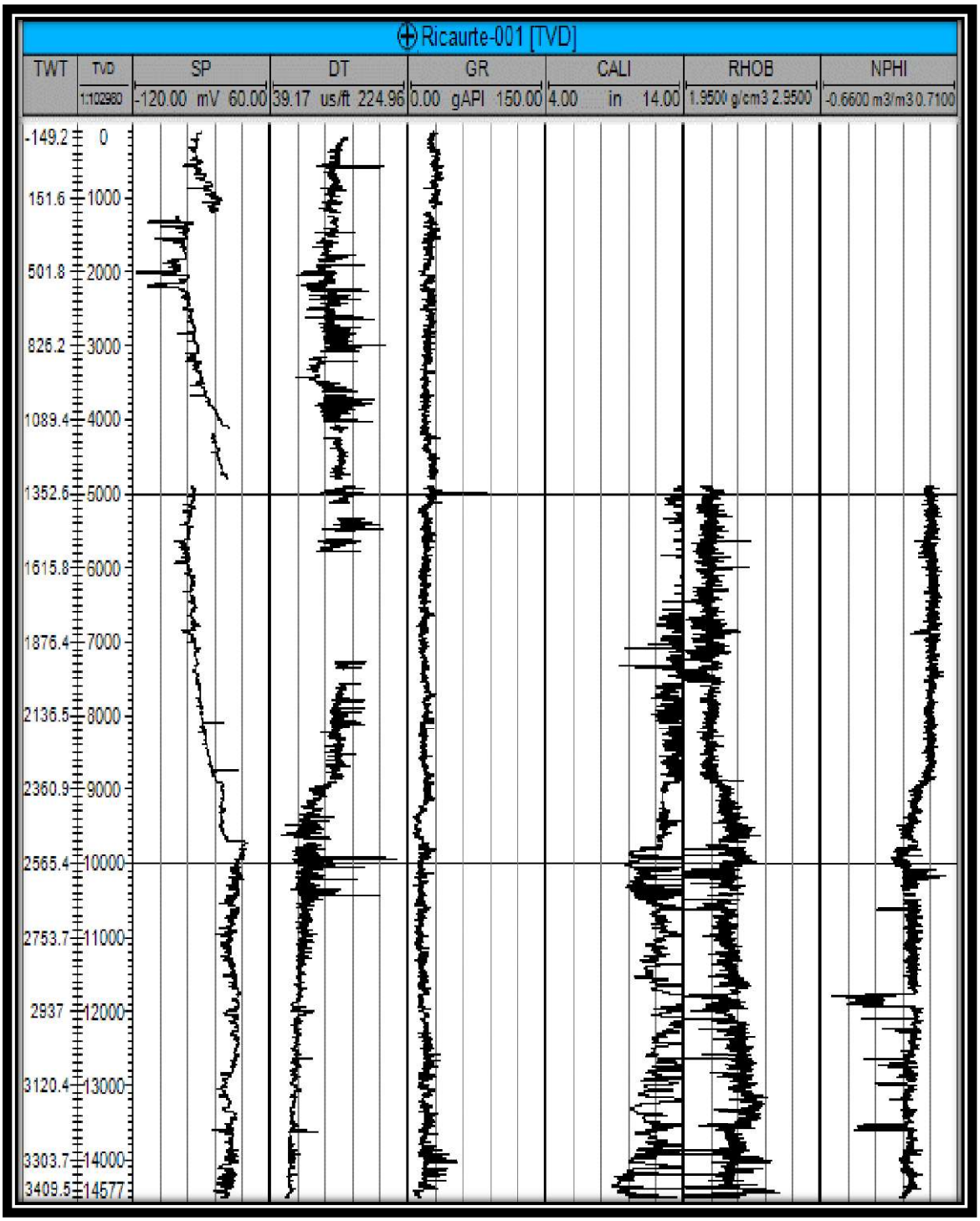


Figura 4.2.9. Imagen de los registros del pozo Ricaurte – 001. De izquierda a derecha se tiene: Escala en tiempo TWT (two way time) en [ms]; Escala en profundidad TVD (True Vertical Depth) en [ft]; Potencial Espontáneo (SP); Sónico (DT); Gamma Ray (GR); Calliper (CALI); Densidad Total (RHOB) y Porosidad – Neutron (NPHI).

En el registro SP se pueden observar deflexiones con valores negativos que representan alto contenido de arenas en el intervalo de 1250 a 2000 pies de profundidad, que marcan los topes de las Formaciones Angostura y Subibaja; posterior a esto se observan valores próximos a cero, los cuales corresponderían a la línea base de las lutitas (Figura 4.2.10) estableciendo topes para las Formaciones Dos Bocas, Ancón y Cayo en sus respectivas profundidades a 4000,4800 y 9680 pies. Esto contrasta con el registro sónico DT, en el cual se pueden resaltar otras variaciones con fuertes deflexiones positivas que indican cambios litológicos debido a tiempos de tránsito diferentes de la onda sonora (Figura 4.2.10), a partir de esto se pueden establecer otros topes litológicos, como son los de las Formaciones Onzole, Villingota, Punta Blanca y Guayaquil que se encuentran a 567,3100, 7475 y 8900 pies de profundidad, respectivamente.

Los registros CALI, RHOB y NPHI, aparecen y se analizan a partir de los 5000 pies de profundidad. El registro CALI indica cuatro cambios visibles en sus deflexiones que muestran litologías con distintos grados de competencia (Figura 4.2.10), de aquí se puede establecer un nuevo tope litológico que corresponde a la Formación Zapallo a 6600 pies de profundidad, mientras que los otros topes coinciden con los pre-establecidos en los registros ya estudiados. El registro RHOB, es un indicador de densidad, que junto al registro NPHI corroboran la interpretación de los registros antes mencionados, mostrando su deflexión más importante a los 8900 pies de profundidad (Figura 4.2.10), ya que se observa un aumento importante en la densidad indicando una litología más compacta que se reconoce como el tope del basamento Cretácico que reafirma la posición de la Formación Guayaquil.

Finalmente se ha hecho una comparación de los registros del pozo con la sección sísmica PE-E08D-581 para asegurar que los reflectores sísmicos correspondan a los topes formacionales definidos en el pozo, con lo que se estableció el último tope para la

Formación Calentura hasta el final del pozo a 14577 pies de profundidad (Figura 4.2.11). Por lo tanto, a partir de este análisis se han podido establecer once topes estratigráficos correspondientes a las Formaciones: Calentura, Cayo, Guayaquil, Punta Blanca, Zapallo, Ancón, Dos Bocas, Villingota, Subibaja, Angostura y Onzole (Figuras 4.2.10 y 4.2.11).

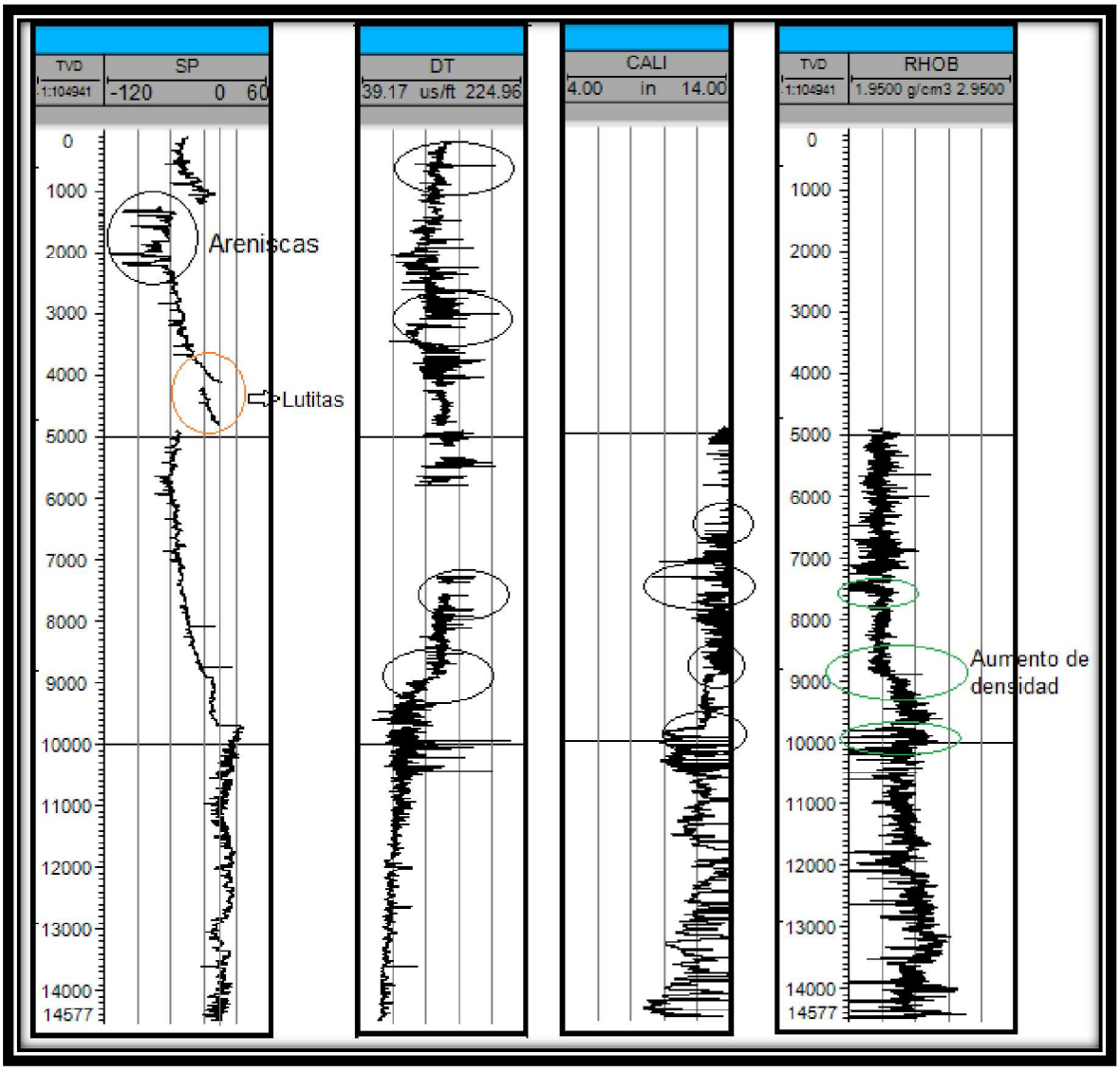


Figura 4.2.10. De izquierda a derecha se tiene: Escala en profundidad TVD (True Vertical Depth) en [ft]; Potencial Espontáneo (SP), en donde se muestran las deflexiones negativas de las areniscas y valores próximos a cero por presencia de lutitas; Sónico (DT), las elipses muestran deflexiones por cambios en tiempo de tránsito de la onda sonora; Calliper (CALI), las elipses indican cambios en la competencia de la roca; y Densidad Total (RHOB), las elipses presentan cambios en la densidad.

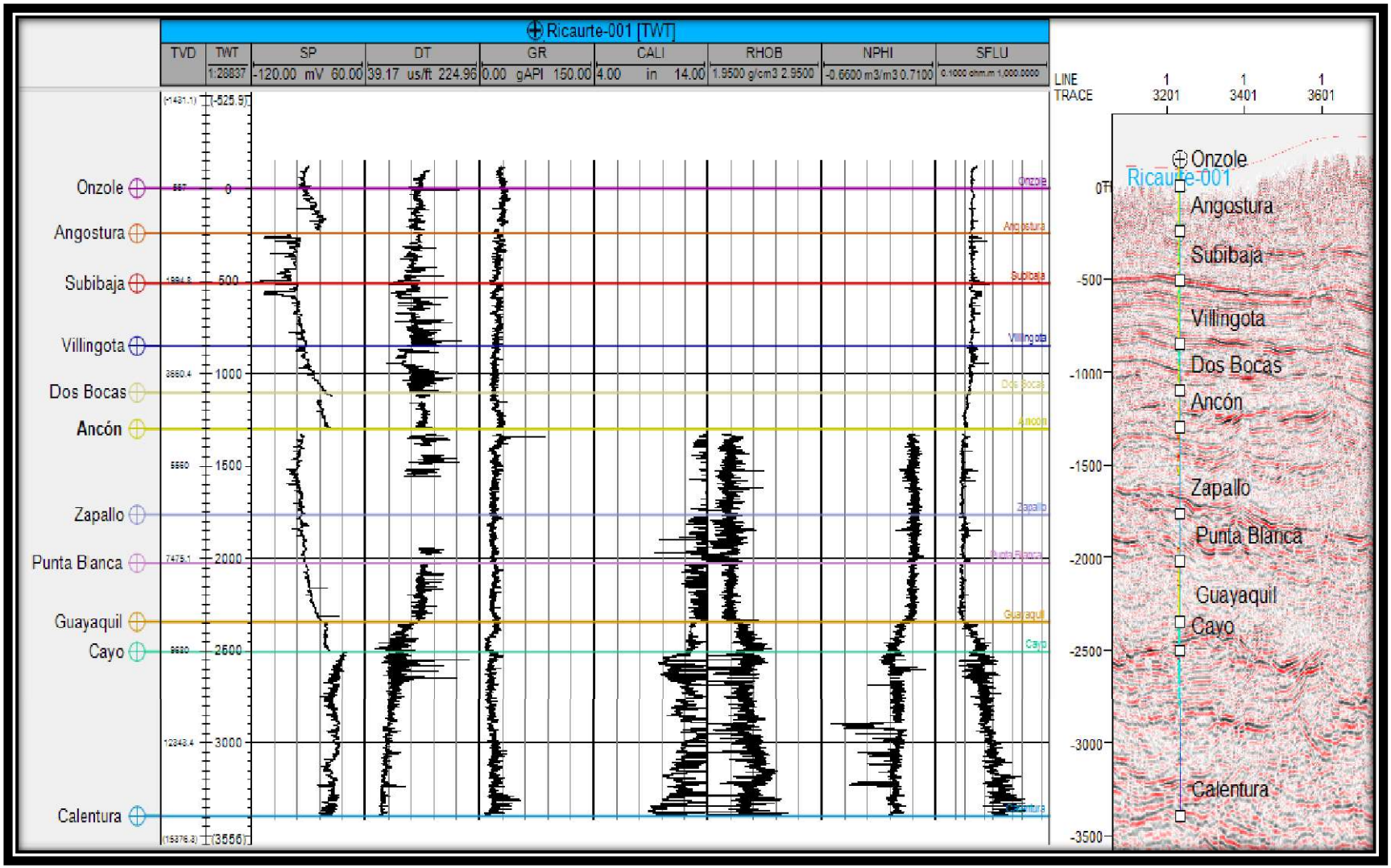


Figura 4.2.11. Imagen de los topes litológicos definidos a partir de los registros del pozo Ricaurte – 001 y su relación con los reflectores principales de la sección sísmica PE-E08D-581. De izquierda a derecha se tiene: Escala en profundidad TVD (True Vertical Depth) en [ft]; Escala en tiempo TWT (two way time) en [ms]; Potencial Espontáneo (SP); Sónico (DT); Gamma Ray (GR); Caliper (CALI); Densidad Total (RHOB); Porosidad – Neutron (NPHI); Resistividad (SFLU); y pozo Ricaurte-001 en la sección sísmica PE-E08D-5

4.3. Correlación Sísmica-Pozo

4.3.1. Sismograma Sintético

Al comenzar con la interpretación sísmica, se debe generar un sismograma sintético para obtener la calibración tiempo-profundidad (TZ) y poder asociar los horizontes geológicos en profundidad con los reflejos sísmicos en tiempo.

Para la generación del sismograma sintético se debe contar con los siguientes datos:

- Línea sísmica PE_E08D-581 que cruza con el Pozo Ricaurte.
- Perfil de velocidad (curva tiempo-profundidad).
- Registros DT (Densidad) y RHOB (resistividad) que generaran el registro de impedancia acústica.
- El datum del checkshot (datos reales del pozo).

El sismograma sintético (Figura 4.3.1) creado permitirá verificar, si los reflectores que observamos en la línea sísmica PE_E08D-581 corresponden a los topes del Pozo Ricaurte, para esto se debe generar una traza sintética del pozo, para calcular la traza sintética se debe cargar el registro de densidad y el registro sónico, la ondícula del sismograma se generara solo donde se crucen los registros sísmicos del RHOB y DT.

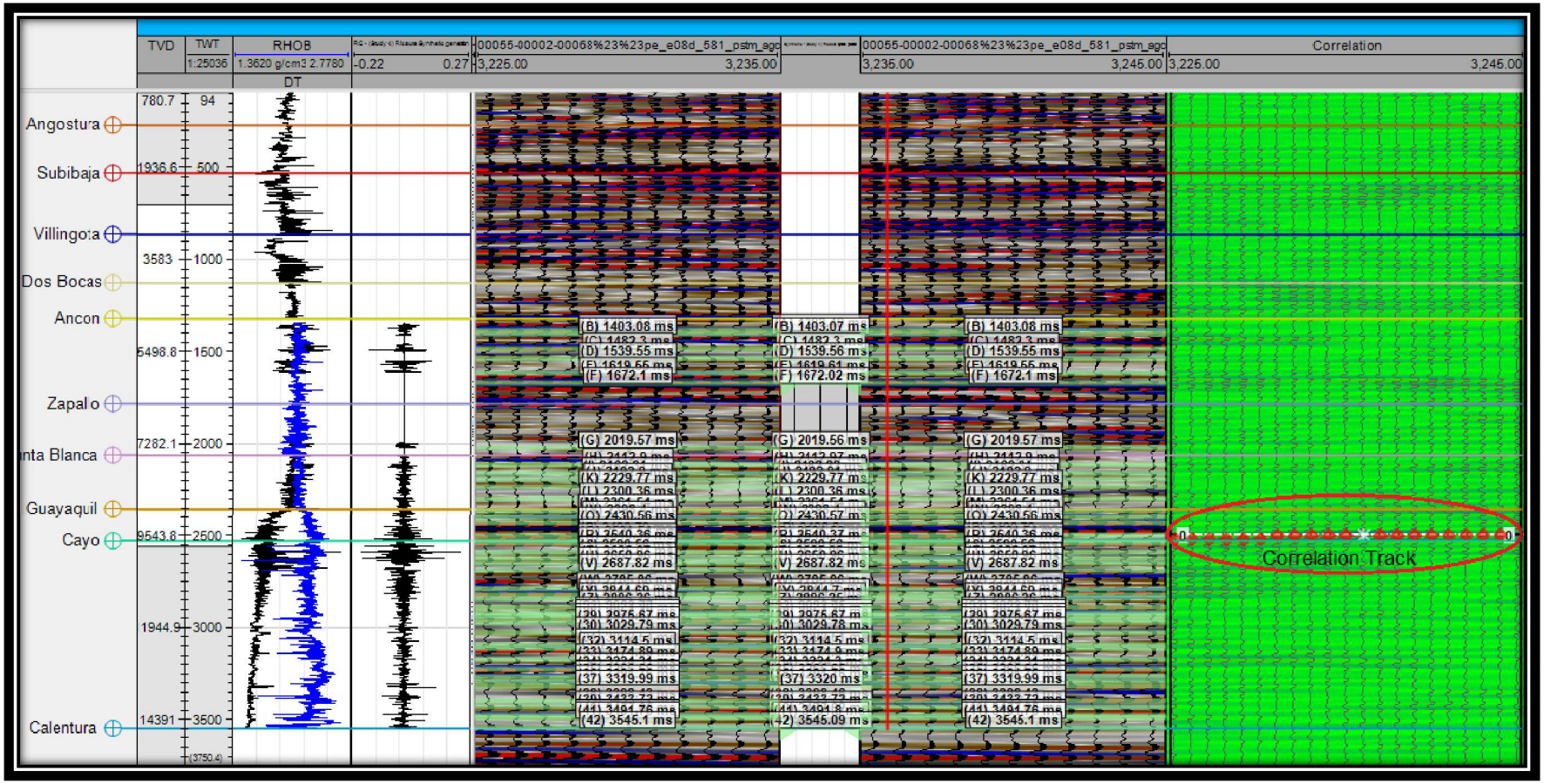


Figura 4.3.1. Ajuste entre la ondícula del sismograma sintético con la data sísmica. De izquierda a derecha se tiene: Registros sísmicos RHOB y DT; Ondícula generada partir de los registros RHOB y DT; Data de la línea sísmica.

Una vez generado el sismograma sintético, la interface de Petrel extrae una traza real del pozo la cual se compara con la línea sísmica (Figura 4.3.2) para definir si el reflector observado en la sísmica coincide con el reflector que observamos en el sismograma sintético. Si algunos de los reflectores no coinciden con la sección sísmica, se realizan modificaciones manuales.

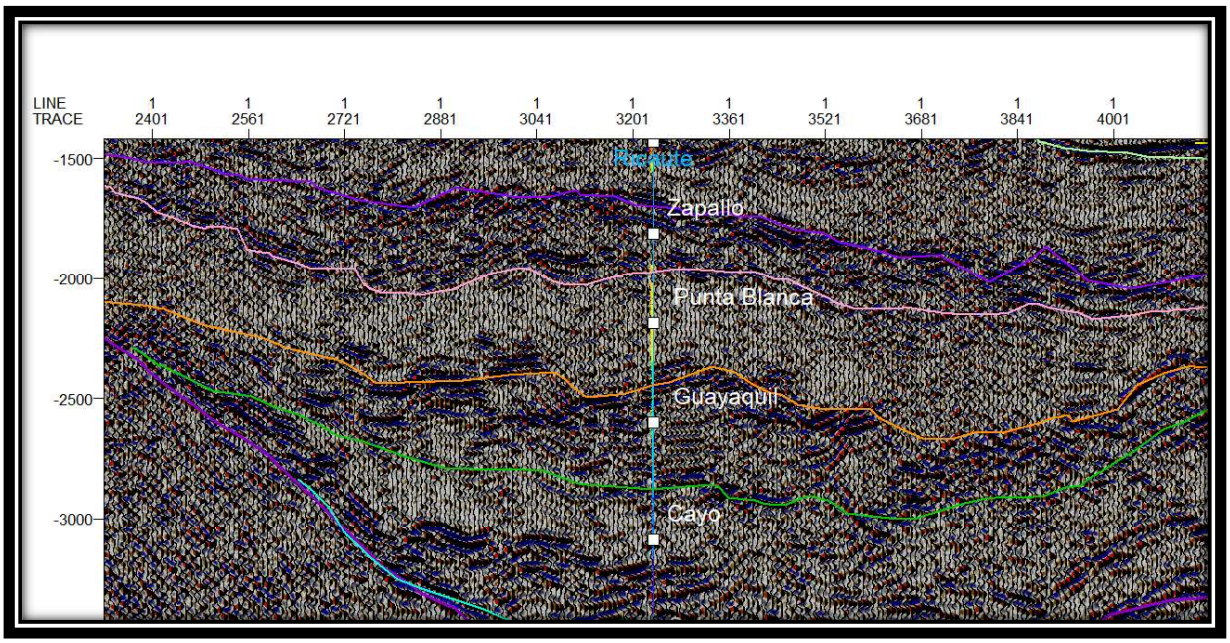


Figura 4.3.2. Ajuste sísmica – pozo, se resalta el sismograma sintético para comparar la información sísmica.

Como resultado final se visualiza el pozo en la sección sísmica, verificando la correlación entre los reflectores de la sección sísmica y los reflectores del sismograma sintético (Figura 4.3.3) obteniendo la calibración sísmica-pozo.

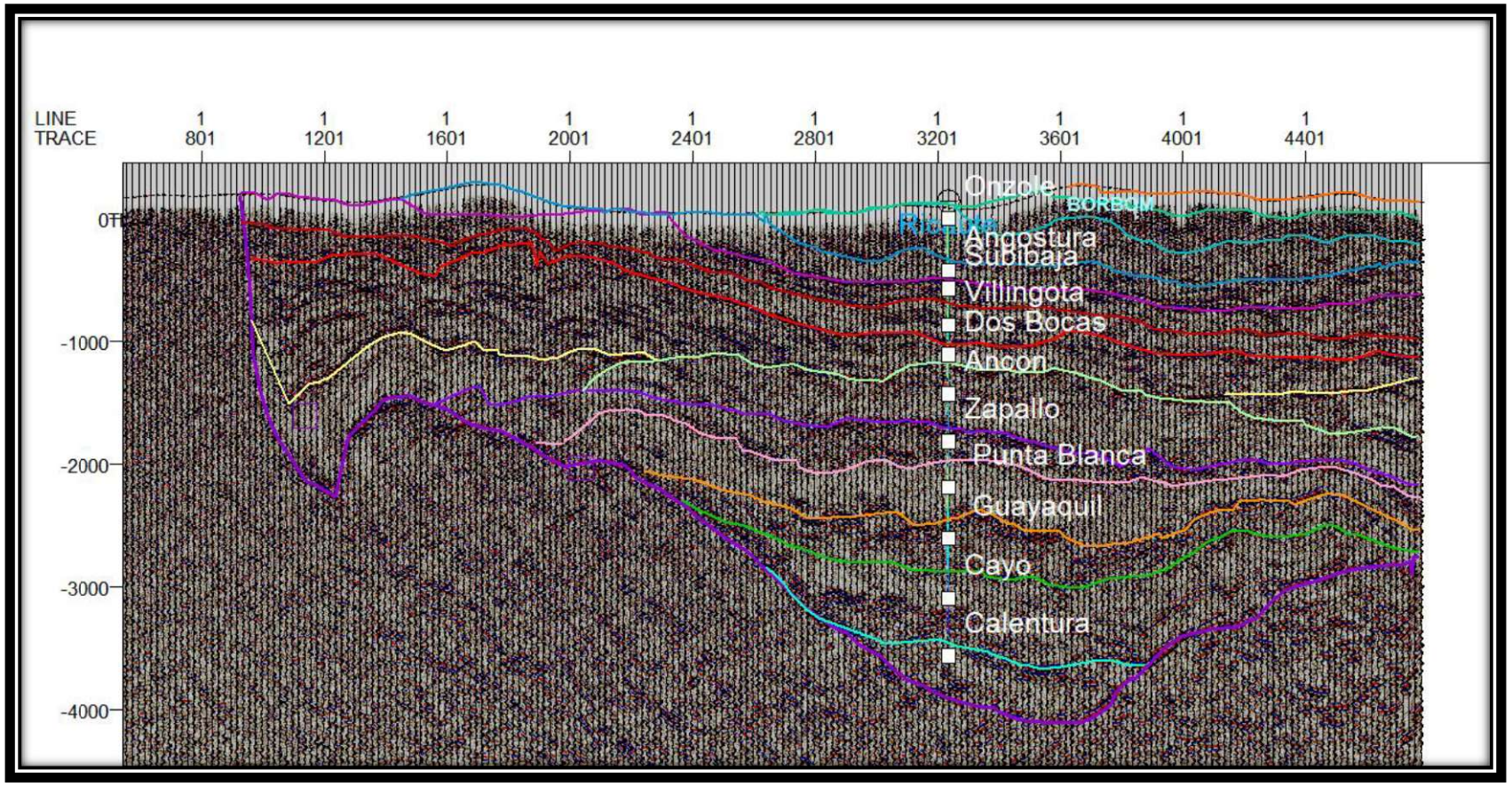


Figura 4.3.3. Calibración sísmica-pozo.

4.4. Interpretación Litológica

La interpretación litológica se basa en la descripción de tres secciones sísmicas, en donde se han marcado los horizontes sísmicos correspondientes a las Formaciones presentes en el área estudiada, con la ayuda de los topes estratigráficos obtenidos en el análisis de los registros del pozo Ricaurte - 001, siendo la sección principal la PE-E08D-581 ya que es atravesada por el pozo, además están las secciones PE-E08D-996 y PE-E08D-1000 que son transversales a la sección principal. Para la interpretación se consideró, así mismo, la información obtenida en campo.

Sección Sísmica PE-E08D-581

La sección sísmica PE-E08D-581 (Figuras 4.4.1 y 4.1.4) se extiende a través de la zona de estudio en dirección NW-SE. En el perfil se puede apreciar el depocentro de la cuenca extensional, con un basamento que presenta reflectores caóticos determinándose ígneo de estructura masiva, el cual ha sido deformado y correspondería a la Formación Piñón, el cambio de litología está marcado por una inconformidad que da paso a posteriores Formaciones con límites bien marcados como son la Formación Calentura de poco espesor, que se encuentra sobreyacida por la Formación Cayo, la cual se muestra estratificada y deformada con una potencia aproximada de 4900 pies, sobre esta se ubica la Formación Guayaquil que marca una discordancia al final de la secuencia Cretácica. Estas Formaciones a excepción de la Formación Guayaquil, son visibles en superficie en el alto estructural formado por la acción del sistema de fallas de Jama ubicadas en el sector NW de la sección, las cuales delimitan la cuenca.

Las Formaciones correspondientes al Paleógeno continúan la secuencia, siendo estas Punta Blanca que se caracteriza por tener estructura masiva con un espesor aproximado de 1425 pies, luego sobreyace la Formación Zapallo que presenta estratificación y una potencia que rodea los

875 pies. Posterior a Zapallo se encuentra un lente estratificado del Grupo Ancón que se adelgaza hacia el NW y SE, donde es sobreyacida por la Formación San Mateo que no está presente en el depocentro, sino en los extremos laterales de la cuenca. En el límite NW de la cuenca la Formación San Mateo se encuentra deformada debido a la interacción con el sistema de fallas de Jama.

Los topes del Grupo Ancón y la Formación San Mateo marcan una discordancia que establece el inicio de las secuencias del Mioceno, empezando por la Formación Dos Bocas. Dicha Formación presenta un espesor variable, en el centro de la cuenca el espesor aproximado es de 800 pies, y se incrementa lateralmente hacia el NW. Sobreyaciendo a Dos Bocas se encuentra la Formación Villingota, una unidad estratificada no muy potente de unos 900 pies; sobre ella se ubica la Formación Subibaja, estratificada, en disposición subhorizontal en el centro de la cuenca con un espesor aproximado de 1100 pies, y un ligero buzamiento en el límite lateral NW; parte de la Formación es visible en superficie. Posterior a estas Formaciones se encuentran secuencias más jóvenes que también se distinguen en superficie.

La Formación Angostura sobreyace a la secuencia del Mioceno, es concordante con Subibaja y se observa en el perfil con estructura masiva, aflora en superficie hacia la parte NW de la cuenca. Por encima se dispone la Formación Onzole que tiene disposición subhorizontal y está presente en superficie, aunque no se observó en la zona de estudio.

Sección Sísmica PE-E08D-996

La sección sísmica PE-E08D-996 (Figuras 4.4.2 y 4.1.4), está ubicada en el sector sur de la zona de estudio, presenta una dirección SW-NE y atraviesa transversalmente a la sección PE-E08D-581. Dentro de esta sección se han podido establecer nueve horizontes litológicos ubicados en el margen occidental de la cuenca, la secuencia empieza con un basamento ígneo de reflectores caóticos con intensa deformación que corresponden a la Formación Piñón, a esta la sobreyace la Formación Guayaquil limitada por reflectores bien marcados. Las otras Formaciones

pertenecientes al Cretácico (Formación Calentura y Cayo) se hallan hacia el depocentro de la cuenca. Sobre la Formación Guayaquil, se encuentran las Formaciones del Paleógeno Punta Blanca, Zapallo y San Mateo, esta última marca la discordancia que separa estas Formaciones de las del Mioceno, Dos Bocas, Villingota y Subibaja, las cuales se aprecian más estratificadas, siendo visible en superficie la Formación Subibaja a la que se sobrepone concordante la Formación Angostura.

Sección Sísmica PE-E08D-1000

La sección sísmica PE-E08D-1000 (Figuras 4.4.3 y 4.1.4), es paralela a la sección PE-E08D-996 y perpendicular a la sección PE-E08D-581, se ubica en el centro del área de estudio y se extiende en dirección SW-NE. En el análisis de este perfil sísmico se determinó la presencia de seis horizontes litológicos dispuestos en la parte occidental de la cuenca, bajo los cuales se puede reconocer a la Formación Piñón, que constituye el basamento. Inconforme sobre Piñón se encuentra la Formación San Mateo que a su vez marca una discordancia hacia el techo con la Formación Dos Bocas. Las capas de esta Formación están estratificadas y deformadas, lo que se evidencia por la presencia de un plegamiento ubicado hacia el límite oeste de la cuenca. A la Formación Dos Bocas la sobreyace la Formación Villingota y sobre esta se encuentra la Formación Subibaja que es ampliamente visible en superficie, finalmente se marca el horizonte de la Formación Angostura que está en concordancia con la Formación Subibaja.

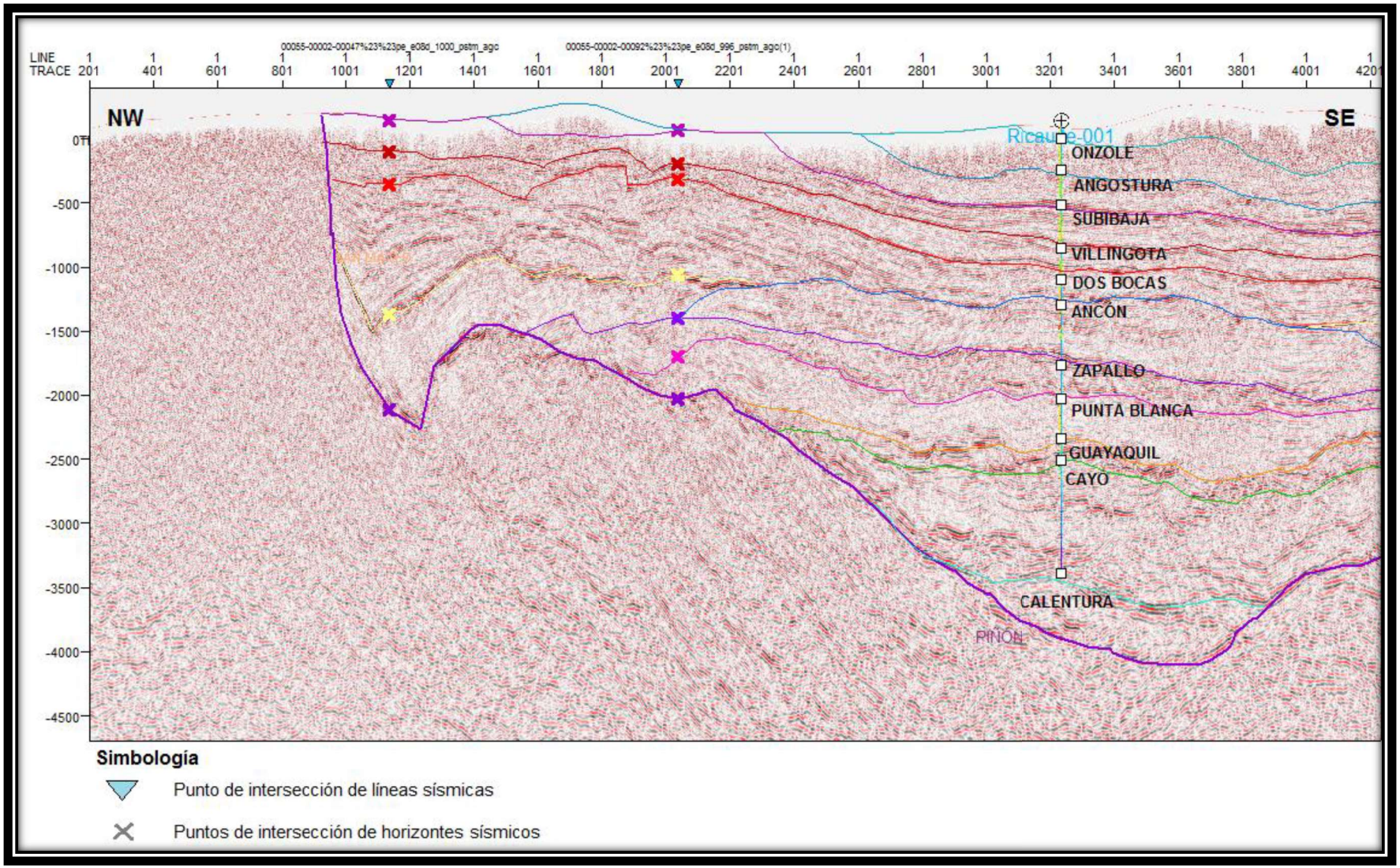


Figura 4.4.1. Sección sísmica PE-E08D-581 intersecada por las secciones PE-E08D-1000 y PE-E08D-996. El pozo Ricaurte-001 se ubica hacia el depocentro de la Cuenca, a partir del cual se han podido establecer los horizontes correspondientes a los topes de las Formaciones presentes en la zona.

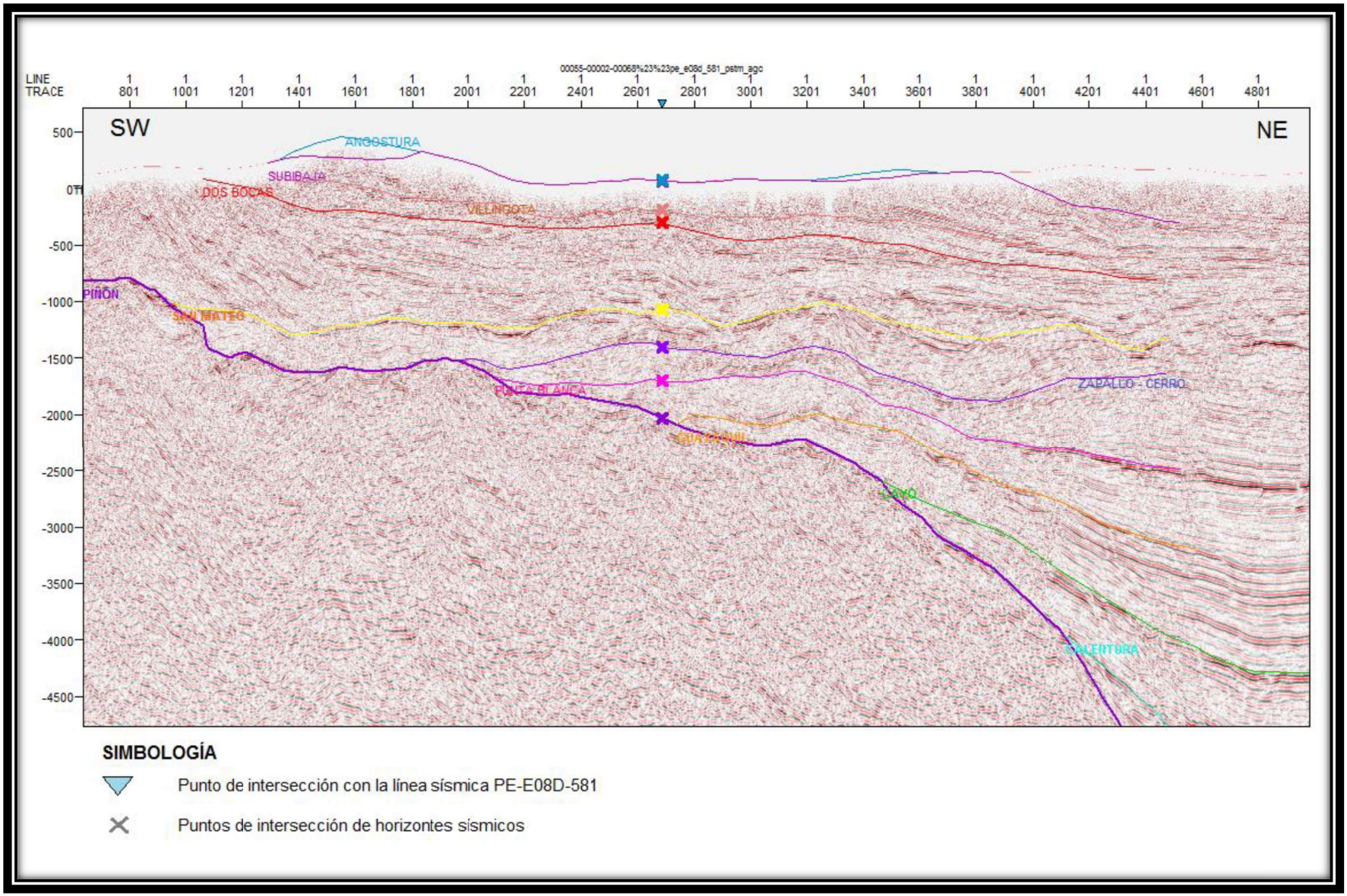


Figura 4.4.2. Sección Sísmica PE-E08D-996.

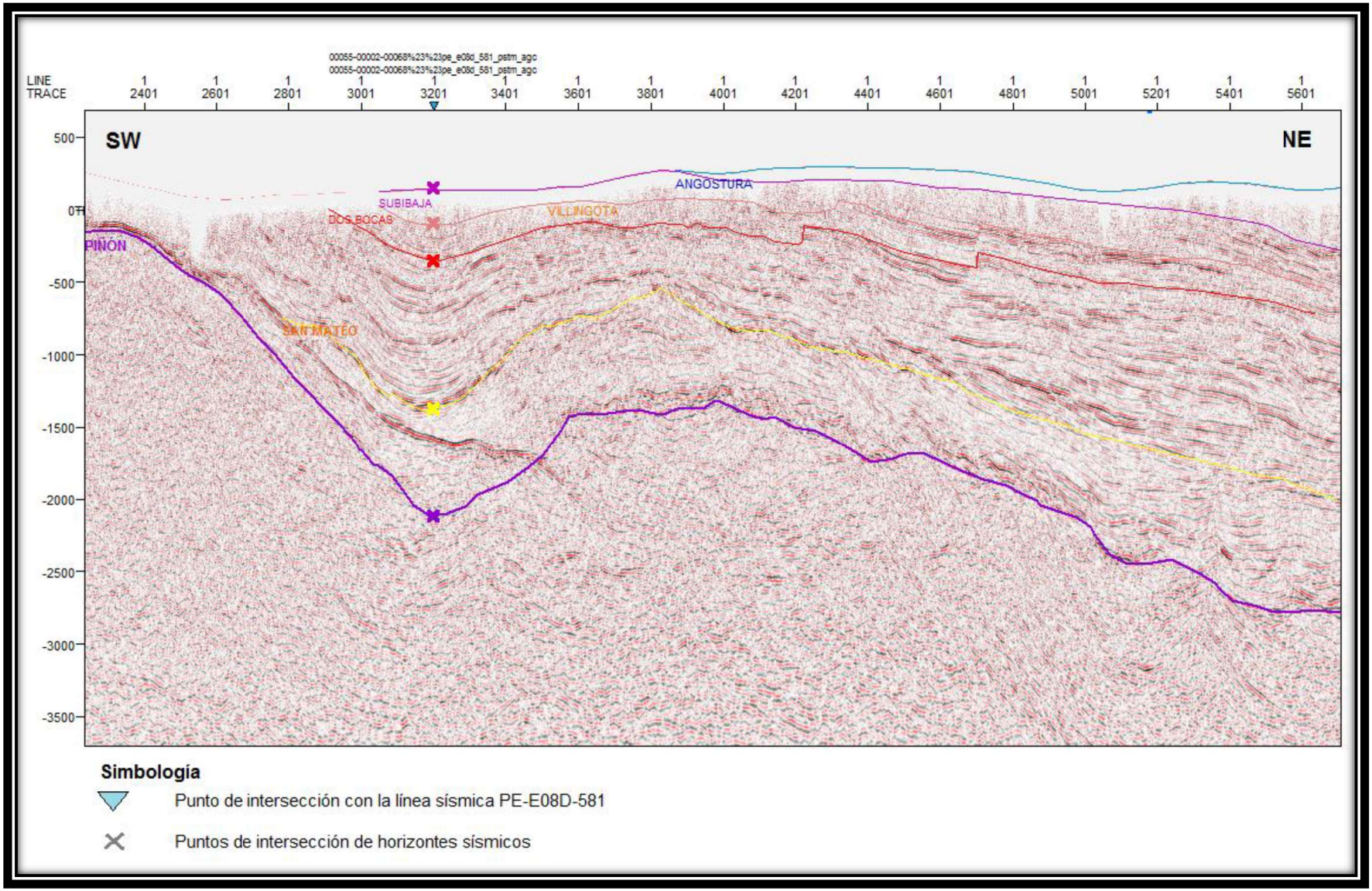


Figura 4.4.3. Sección Sísmica PE-E08D-1000.

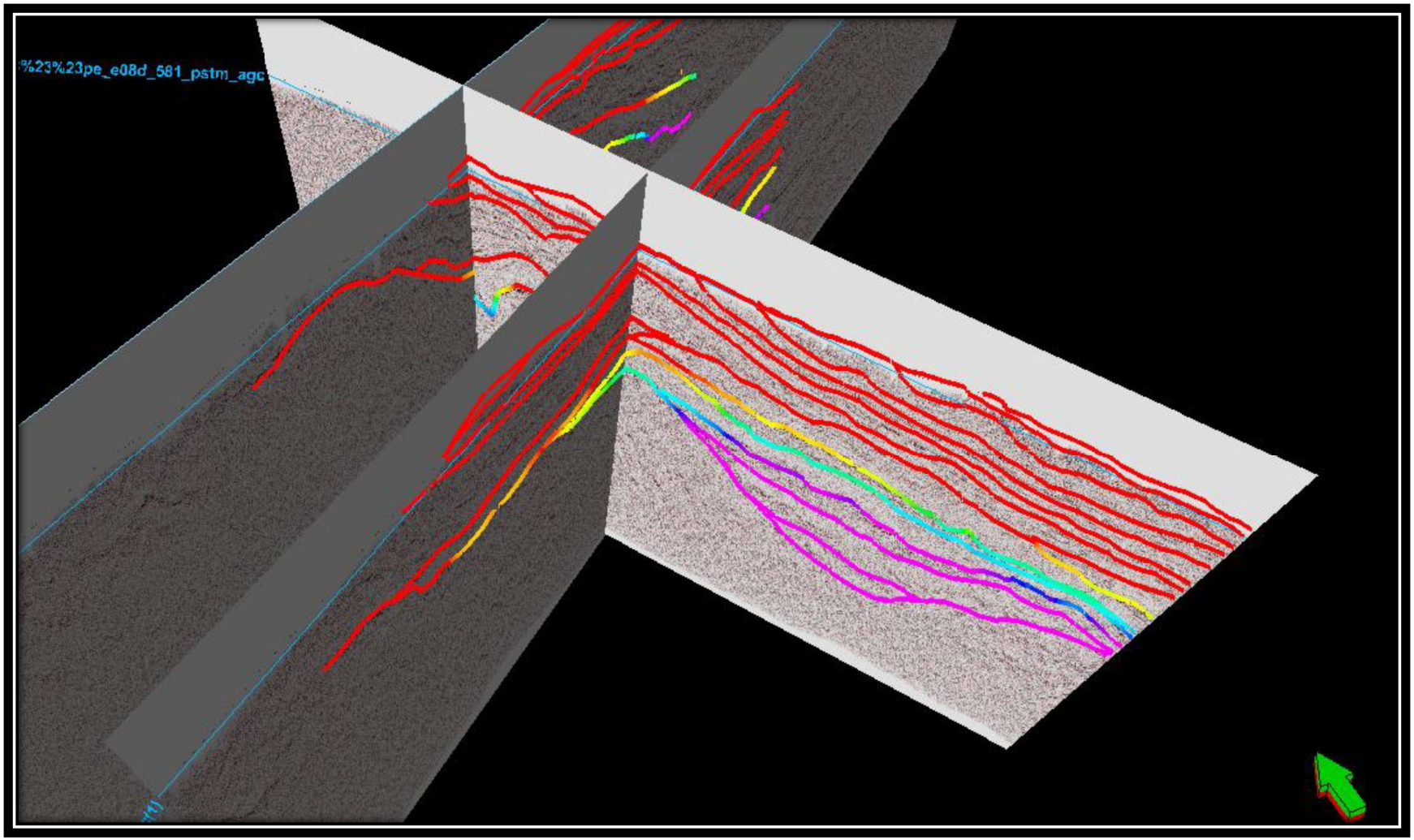


Figura 4.4.4. Visualización 3D de la Sección Sísmica PE-E08D-581 (sección sísmica principal) intersecada por la sección sísmica PE-E08D-1000 y PE-E08D-996.

4.5. Interpretación de Fallas

Fallas Normales

En los perfiles se observan las fallas normales FA6 y FA7 pre-extensionales, son las fallas más antiguas presentes en el Cretácico afectando a las Formaciones Guayaquil y Cayo (Figura 4.5.4) que son parte del basamento.

La falla principal FA1 (proto-Falla de Jama) es una falla normal que afecta a la Formación Piñón y da apertura a la cuenca permitiendo el depósito de los sedimentos de la Formación San Mateo y Dos Bocas del Neógeno).

Fallas Inversas

Posterior a la actividad de las fallas normales, se evidencia actividad de fallas inversas e inversión tectónica.

La inversión tectónica de una Cuenca se produce cuando se evidencian secuencias estratigráficas controladas por fallas normales reactivas, tras una etapa de extensión.

Algunas estructuras tectónicas que se deben a un evento de inversión son (Figura 4.5.1):

- Alto estructural causado por Anticlinales.
- El depocentro se mueve de una zona proximal a otra distal de la falla.
- Estructuras Shortcut sobre el bloque yaciente.
- Estructuras en flor positivas (pop-up).
- Buttressing.
- Fallamiento inverso vergente hacia el bloque colgante.

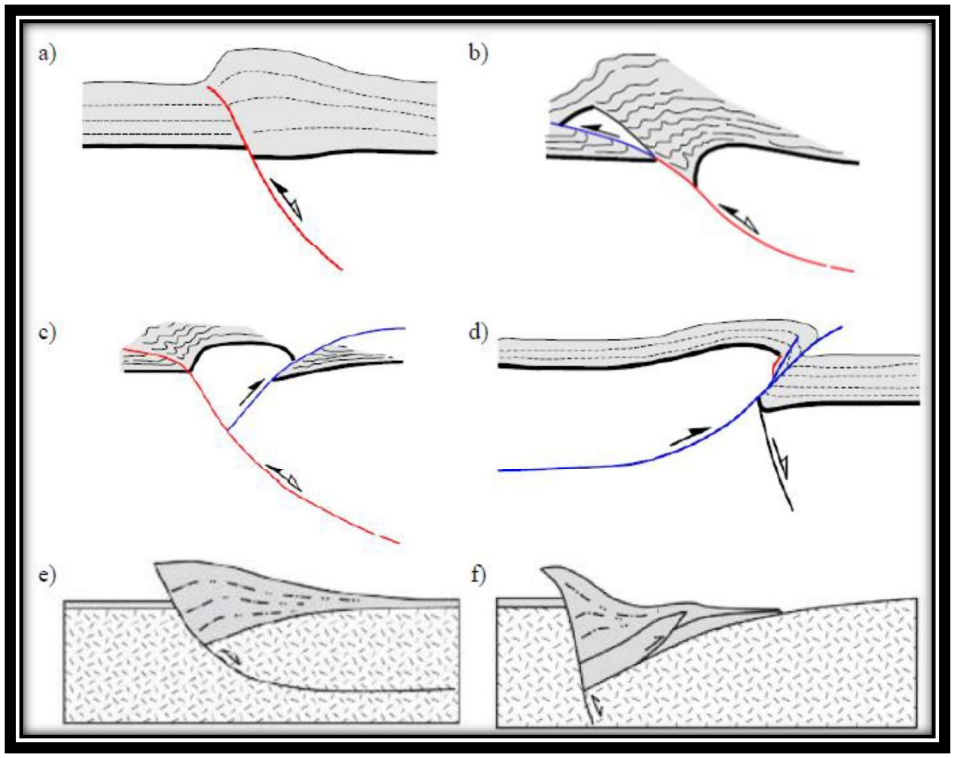


Figura 4.5.1. Estructuras tectónicas en inversión: (a) anticlinal sobre la falla reactivada; (b) shortcut sobre el boque yaciente; (c) flor positiva; (d) fallamiento inverso hacia el bloque colgante; (e) estructura tipo arpón; y (f) buttressing. Para esquemas a) a d), en rojo, falla normal invertida, en azul, falla inversa nueva. Martínez et al. (2012).

En las secciones, se observa inversión de la falla FA1 siendo al inicio una falla normal, que se reactiva como falla inversa y FA2 la falla inversa nueva (Figura 4.5.4). Se observan algunas geometrías estructurales que son parte de la inversión de la cuenca (Figura 4.5.1) como: anticlinales que dan origen a un alto estructural (Figura 4.5.2) estas fallas controlan el depósito de los sedimentos de las Formaciones Angostura, Ónzole y Borbón del Neógeno.

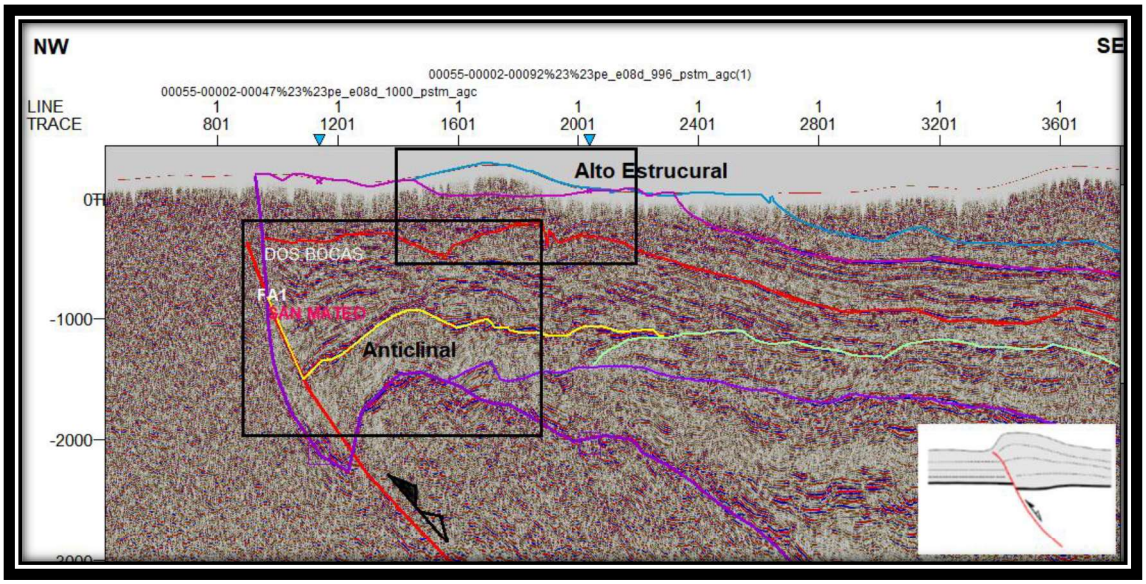


Figura 4.5.2. Perfil de la línea sísmica PE-E08D-581 visualizando geometrías estructurales que se originan en la inversión de la cuenca.

Además se distinguen las fallas FA3 y FA4 en el lado noroccidente de la cuenca que afectan a las Formaciones Subibaja, Villingota, Dos Bocas, San Mateo, Zapallo, Punta Blanca y Piñón. Junto a estas se aprecia a la falla FA5 que deforma solamente al basamento. Por otro lado, hacia el Sureste del depocentro de la cuenca se desarrolla la falla FA8 (Figura 4.5.4) como parte del evento compresivo del Mioceno y afecta a las secuencias sedimentarias de la cuenca hasta su basamento.

Fallas en Dirección

Este tipo de fallas son difíciles de identificar, debido a que estas fallas cortan las capas en forma paralela a su rumbo, sin evidencia de su desplazamiento; se tiene conocimiento de la presencia de este tipo de fallas por estudios realizados al sistema de Fallas Transcurrentes de Jama (Hernández, 2012) y los mecanismos focales.

Las fallas FA9 es un sistema de fallas transcurrentes que corta las litologías pre-existentes de las Formaciones San Mateo y Dos Bocas del Neógeno en el lado NW de la cuenca, presentan

deslizamientos convergentes ocurriendo transpresión, el sistema de fallas transcurrentes forma una estructura en flor positiva (Figura 4.5.3).

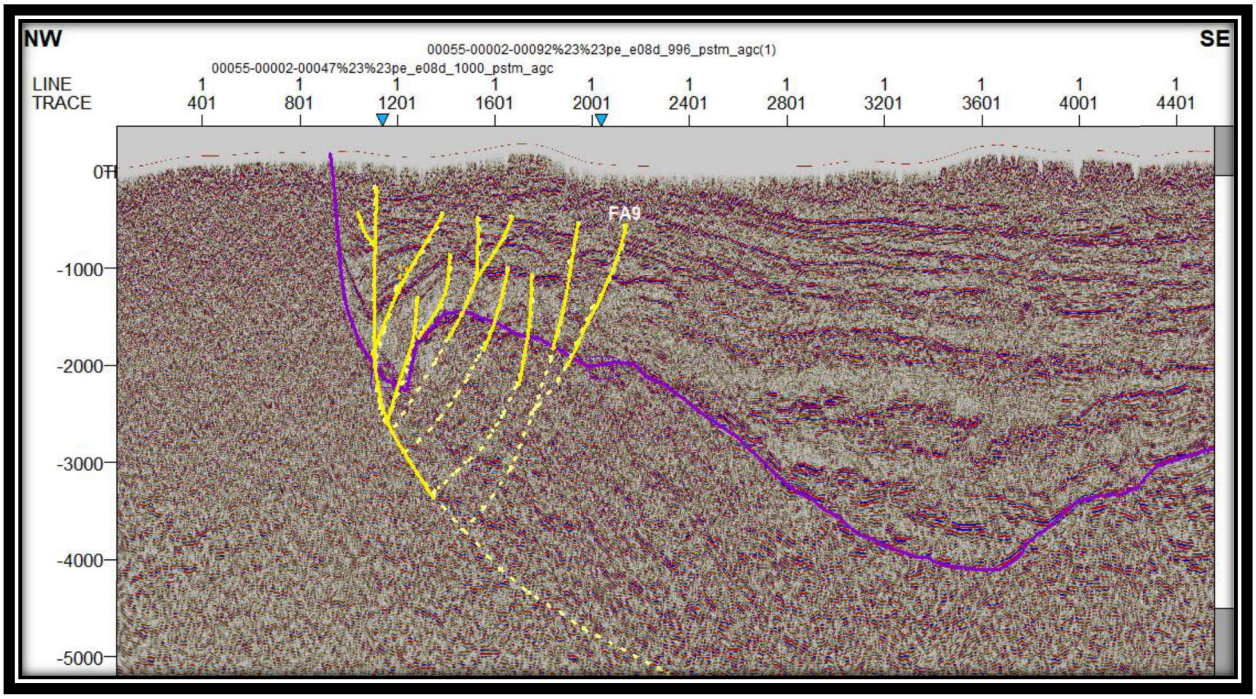


Figura 4.5.3. Perfil de la línea sísmica PE-E08D-581 visualizando el sistema de fallas transcurrentes con estructura en flor positiva.

En el perfil de la línea PE-E08D-581 se pueden observar las fallas presentes en la Cuenca de Manabí (Figura 4.5.4) que han dado origen a diferentes eventos tectono-estratigráficos.

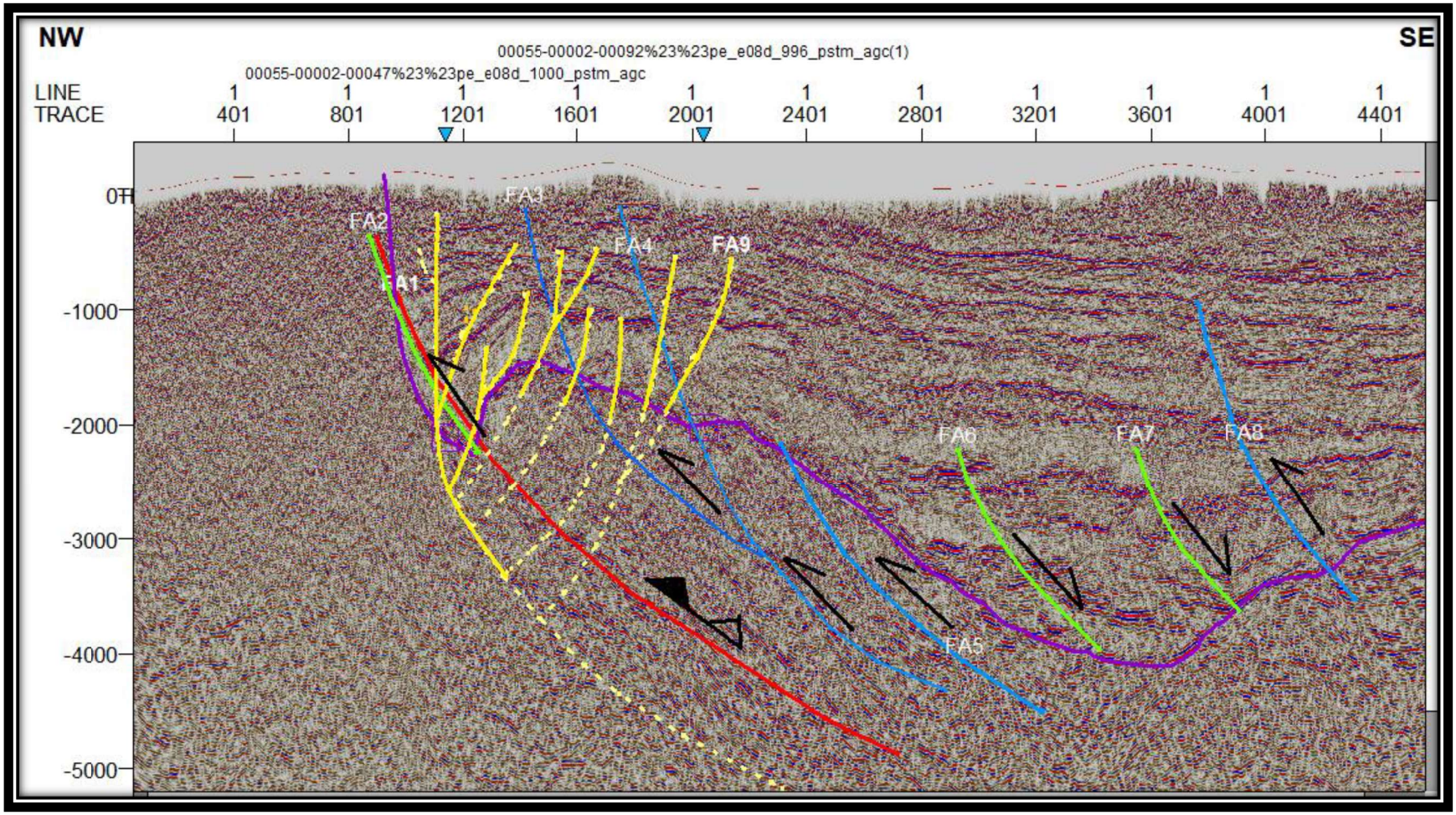


Figura 4.5.4 Perfil de la línea sísmica PE-E08D-581 deformada por la presencia de fallas normales (en verde), falla reactivada (Roja), fallas inversas (en azul) y fallas transcurrentes (en amarillo)

CAPÍTULO 5

5.1. Introducción

En el presente capítulo se propone un modelo que pretende dar una síntesis de la evolución tectónica y estratigráfica de la Cuenca de Manabí, mediante la reconstrucción del proceso de sedimentación y deformación del área. Para esto se ha utilizado en primer lugar la información proveniente del trabajo de campo, en donde se han establecido las relaciones estratigráficas de las diferentes Formaciones Geológicas del sector, y en segundo lugar se utiliza la configuración estructural descrita en base a las fallas y deformaciones principales obtenidas a partir del análisis de la sección sísmica PE-E08D-581, adicionando a estos datos información de referentes bibliográficos.

A continuación se procede a describir el modelo con una serie de gráficos que emplean la siguiente simbolgía (Figura 5.1).

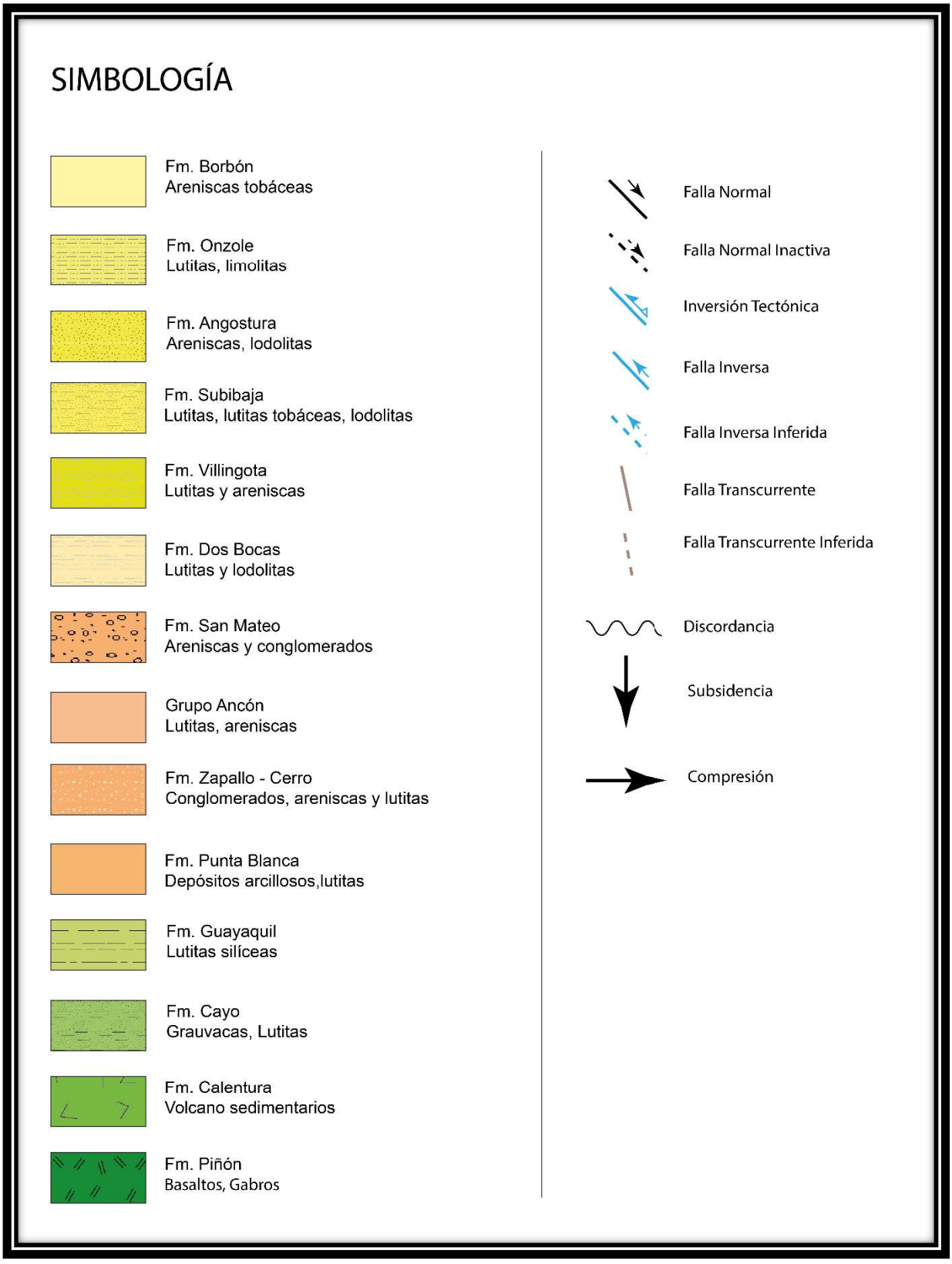


Figura 5.1.1. Simbología empleada en los gráficos descriptivos del modelo de evolución tectono-estratigráfico de la Cuenca de Manabí.

5.2. Modelo de Evolución Tectono-Estratigráfico

Cretácico – Paleoceno

La Cuenca de Manabí se originó a partir de un basamento Cretácico (88±1.6 Ma) de rocas máficas y ultramáficas con afinidad de plateau oceánico, que corresponden a la Formación Piñón. Sobre esta se inició un proceso de sedimentación previo a la acreción del plateau al paleomargen continental ecuatoriano en el Campaniano (73-70 Ma) (Luzieux et al., 2006). La primera Formación en depositarse es Calentura, constituida por secuencias de un arco de islas del Coniaciano, que se desarrolla sobre el mismo plateau, por lo tanto sobreyace en inconformidad a rocas de la Formación Piñón, siendo depositada en un ambiente pelágico. Sobreyaciendo a la Formación Calentura se encuentran flujos de detritos y tubiditas volcanoclásticas de la Formación Cayo, que fueron originados por la actividad de un arco de islas, aunque parte de la secuencia también puede ser atribuida a la erosión de un arco no-activo. La Formación tiene una edad del Campaniano. Durante el Maastrichtiano se sedimenta la Formación Guayaquil sobreyaciendo a la Formación Cayo, que consiste de tobas silíceas, lutitas con abundante chert y finas capas de tubiditas subordinadas (Jaillard et al., 1995) de ambiente marino profundo de plataforma externa a batial. En este primer episodio de sedimentación durante el Cretácico, se estima que ha existido un proceso de subsidencia sin control tectónico evidente debido a la ausencia de fallas importantes, sin embargo existen deformaciones. Principalmente en la Formación Cayo y pueden ser atribuidas a la acreción del plateau oceánico en el Campaniano (Figura 5.2.1).

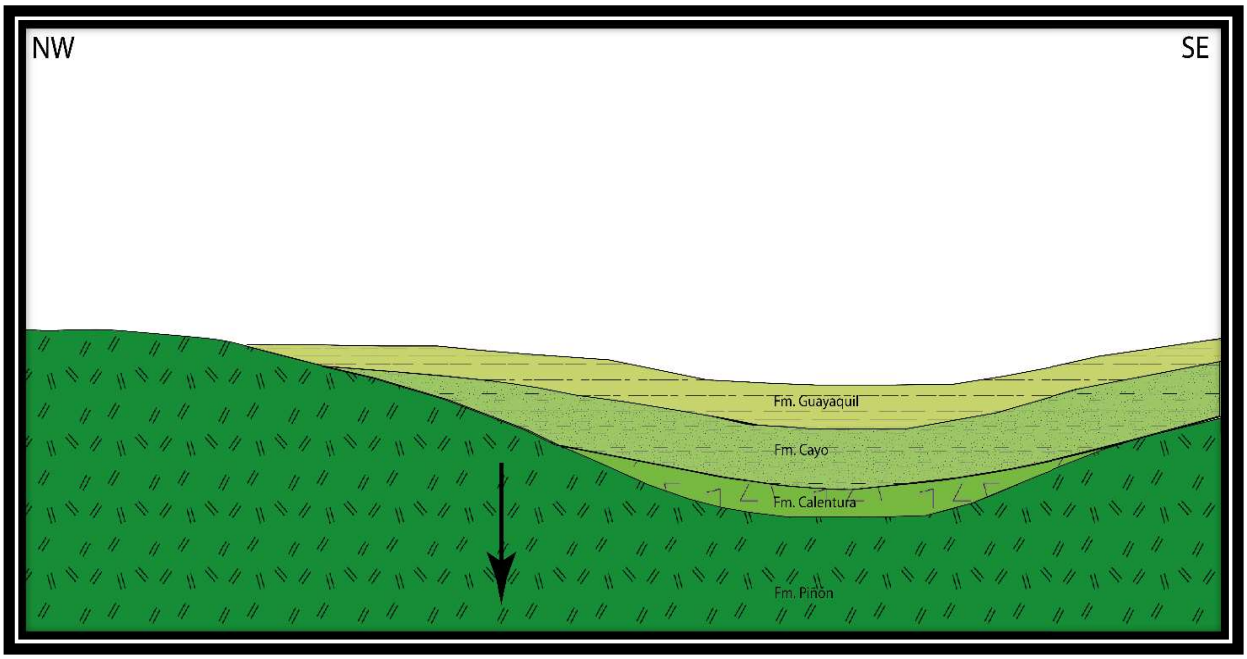


Figura 5.2.1. Depósito de las Formaciones Piñón, Calentura y Guayaquil del Cretácico conocidas como el basamento ígneo de la Cuenca de Manabí.

Posterior a la depositación inicial de las Formaciones Cretácicas se evidencia un episodio extensivo manifiestado por fallas normales que afectan a las Formaciones Guayaquil, Cayo y Calentura. El ambiente extensivo genera un espacio de acomodación para dar paso al depósito de las Formaciones sobreyacientes del Paleógeno (Figura 5.2.2), dando lugar al inicio de un episodio de sedimentación sobre la plataforma que coincide con el reinicio de la subducción hacia el Este por debajo de la Placa Sudamericana en el Maastrichtiano Tardío – Paleoceno (65 Ma) (Luzieux et al., 2006) .

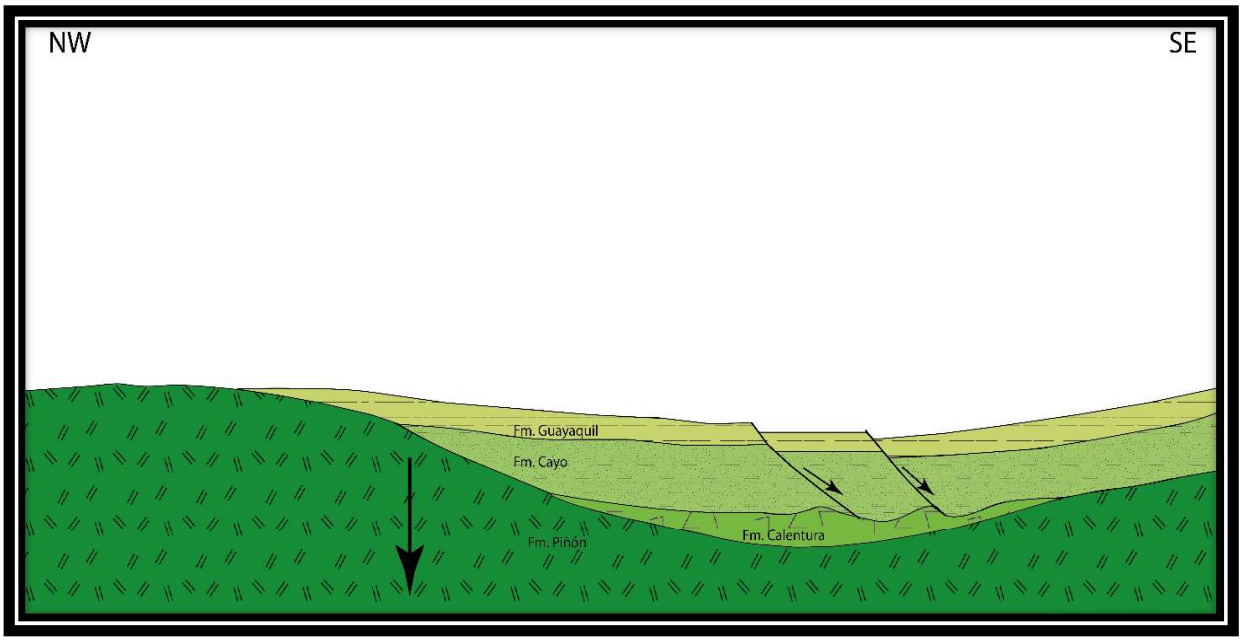


Figura 5.2.2. Episodio extensivo manifestado por fallas normales que afectan a las Formaciones Guayaquil, Cayo y Calentura del Cretácico.

Eoceno Inferior – Eoceno Medio

Este nuevo periodo de sedimentación está caracterizado por el depósito de Formaciones finogranulares, que descansan sobre una disconformidad al tope de la Formación Guayaquil al final del Cretácico. Esta secuencia inicia con la depositación de la Formación Punta Blanca durante el Eoceno Medio, con litología arcillosa intercalada con toba y caliza detrítica la cual fue depositada en un ambiente marino de plataforma central a externa con aportes volcánicos. Sobreyaciendo a la Formación Punta Blanca esta la Formación Cerro - Zapallo del Eoceno Medio - Superior, con abundantes tobas, arcillas silíceas y lutitas duras, que fueron depositadas en un ambiente de plataforma externa a talud superior de aguas cálidas.

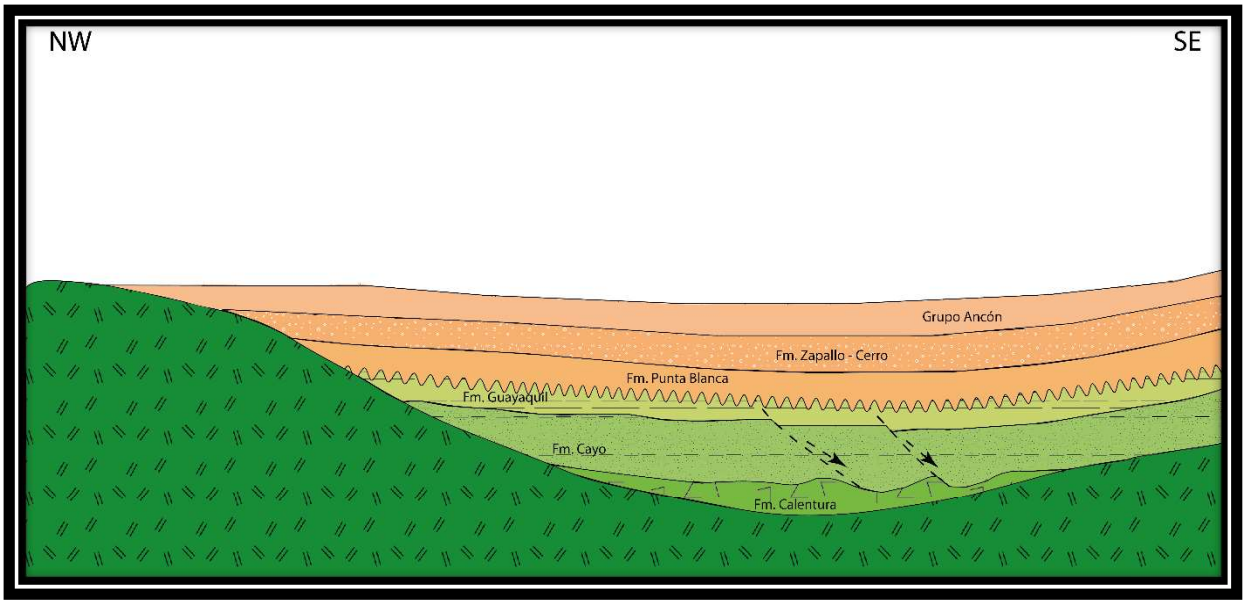


Figura 5.2.3. Discordancia paralela al tope de la Formación Guayaquil al final del Cretácico.

Eoceno Medio – Eoceno Superior

Al finalizar este ciclo de sedimentos pelíticos está el Grupo Ancón, que consiste de tres Miembros: Clay Pebble Bed, Socorro y Seca, compuestos en su mayoría por lutitas, de edad Eoceno Superior, depositados sobre la plataforma en un ambiente Nerítico (Figura 5.2.3).

Durante el Eoceno Medio al Superior, se da el inicio de un evento compresivo que genera la deformación de la plataforma y favorece a una sedimentación clástica gruesa, lo que se respalda en el contexto regional por la generación de rocas volcánicas del arco Macuchi dentro del marco de evolución de la Cordillera Occidental (Vallejo et al., 2009).

En este contexto se produce el depósito de la Formación San Mateo de edad Eoceno Medio-Superior, constituida principalmente por areniscas finas a medias, interestratificadas con conglomerados en un ambiente de aguas poco profundas. San Mateo se encuentra rellenando de forma local ciertas depresiones llegando a tener un espesor variable sobre las Formaciones subyacentes en este caso el Grupo Ancón (Figura 5.2.4).

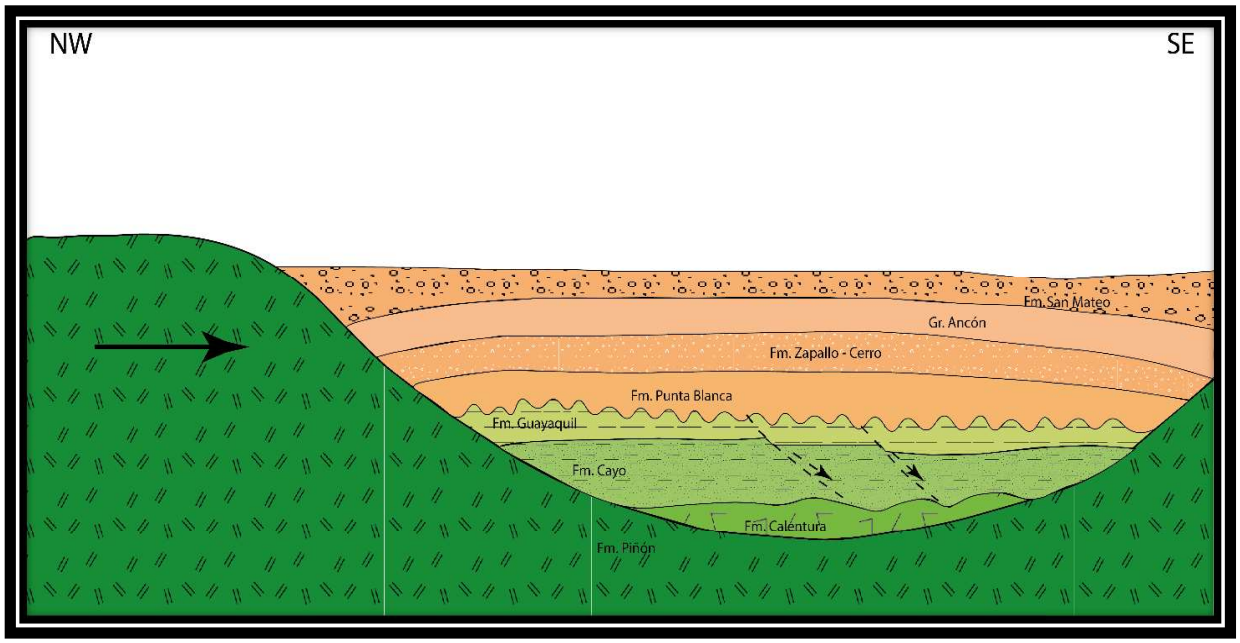


Figura 5.2.4. Depósito de las Formaciones San Mateo del Eoceno Medio al Superior.

El episodio de deformación de la plataforma continúa, dando inicio al levantamiento y erosión parcial de las Formaciones ya depositadas, principalmente San Mateo y parte del Grupo Ancón. Se genera una discordancia angular que tiene lugar en el Oligoceno Superior. Sobre esta superficie erosiva se tendrá un nuevo episodio de depósito correspondiente a las secuencias del Neógeno iniciando por la Formación Dos Bocas (Figura 5.2.5).

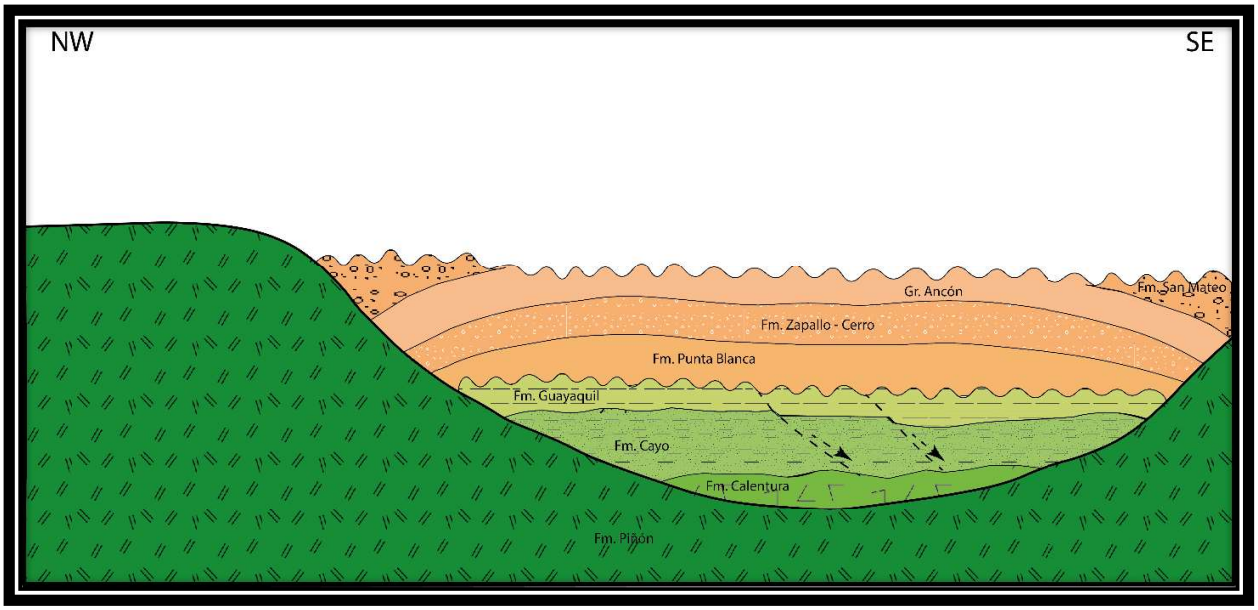


Figura 5.2.5. Discordancia angular en el Oligoceno Superior sobre la cual se depositan Formaciones correspondientes a las secuencias del Neógeno.

Oligoceno Superior – Mioceno Inferior

Entre el Eoceno y Oligoceno se forma una discordancia que se atribuye al evento de inversión ocasionando una interrupción en la sedimentación regional, se puede evidenciar la reactivación de estructuras presentes en el Oligoceno y una fuerte erosión.

Existe una fase de extensión Este-Oeste iniciando el periodo de sedimentación de las cuencas Neógenas de la Costa del Ecuador, esta fase extensiva puede ser evidenciada por las fallas en dirección NNE-SSW, las cuales cortan las Formaciones del Eoceno a lo largo del antearco.

Este episodio extensivo generado por la presencia de fallas normales conforma cuencas que ocupan los espacios de subsidencia tectónica generados.

En el borde suroccidental de la cuenca de Manabí, el desarrollo de una falla normal (proto-Falla Jama) controla la sedimentación a manera de un demi-graben.

La sedimentación de la Formación Dos Bocas (Figura 5.2.6) de composición pelítica consiste de arcillolitas limosas color café oscuro laminadas y principalmente lutitas chocolate de

paleoambiente marino de plataforma externa a talud continental, de temperaturas cálidas y salinidad normal, en la Cuenca de Manabí se encuentra sobreyacida por la Formación Villingota.

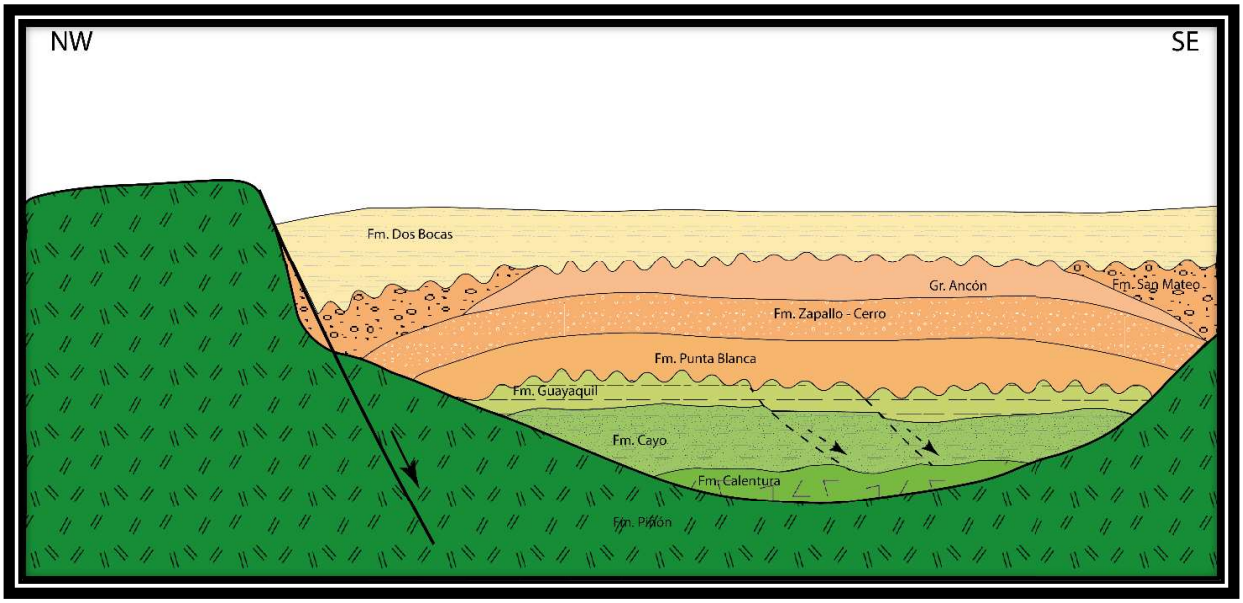


Figura 5.2.6. Sedimentación de la Formación Dos Bocas en la Cuenca de Manabí, se encuentra sobreyacida por la Formación Villingota.

Mioceno Inferior-Medio

En esta etapa post-extensional comienza un periodo en el que la actividad disminuye, o cesa la extensión. El resultado es la formación de un surco alargado NW-SE rellenado por las Formaciones Villingota de edad Mioceno Inferior-Medio (Bristow y Hoffstetter, 1977) y Subibaja de edad Mioceno Medio (Bristow y Hoffstetter, 1977) con menos acuñamiento hacia el Este (Figura 5.2.7). Estas Formaciones son de grano fino como limolitas, lutitas laminadas con intercalaciones de arenisca de grano fino, además de presentar vetillas de yeso (Reyes y Michaud, 2012) de ambiente marino de plataforma externa de aguas cálidas en su base, se someriza hacia el tope (Ordoñez et al., 2006).

En el Mioceno Medio empieza un evento compresivo que se atribuye a la reacomodación del sistema de la placa Pacifico en el Neógeno Superior dando inicio al levantamiento andino

corriendo hacia el este (Baldock, 1982), aportando con sedimentos provenientes de la erosión de los Andes.

Estos sedimentos dan origen al episodio clástico de grano grueso representado por la Formación Angostura (Figura 5.2.7) de edad Mioceno Superior litológicamente presenta conglomerados basales, areniscas de tamaños de grano variables con intercalación de limolitas y presencia de tobas hacia el tope, ambiente marino de plataforma interna representando una secuencia litoral transgresiva lo cual marca un cambio tanto en la plataforma como en el levantamiento de las cordilleras.

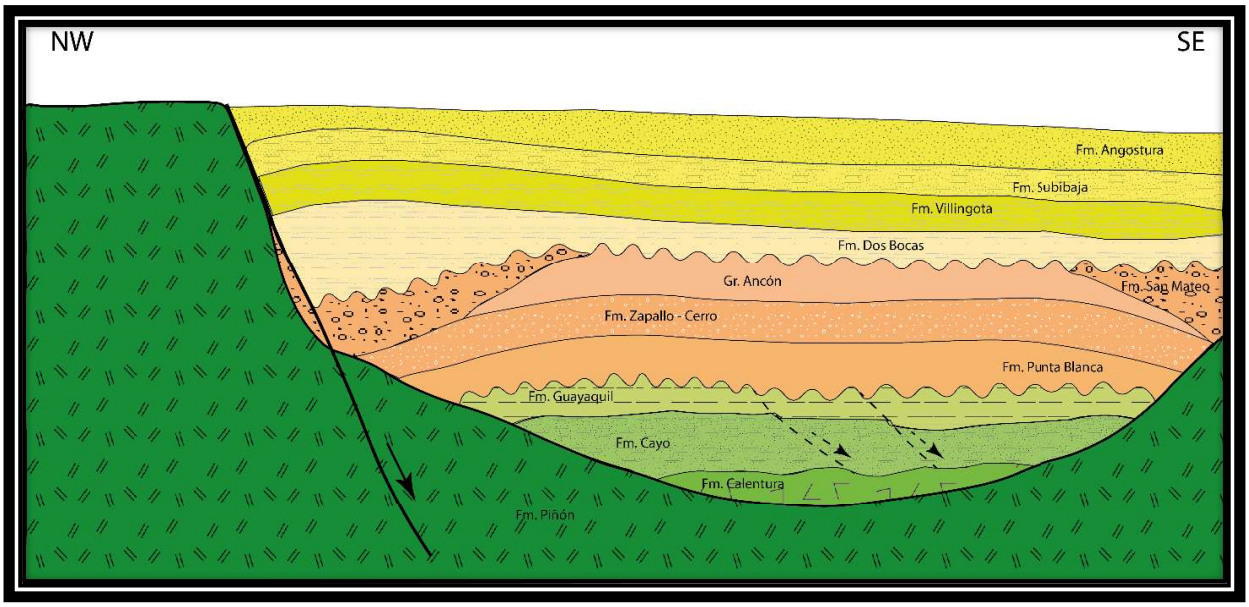


Figura 5.2.7. Depósito de las Formaciones Villingota y Subibaja en un evento extensivo y el depósito de la Formación Angostura en un evento compresivo.

Mioceno Medio

En el Mioceno Medio continúa el episodio compresivo Oeste- Este, post-Angostura, este evento causa la reactivación de la falla principal originando geometrías tectónicas como anticlinales que forman altos estructurales sobre la falla reactivada, típicas de la inversión tectónica en el ante-arco.

Sobre el borde suroccidental de la Cuenca de Manabí se desarrolla un gran anticlinal de arrastre que deforma tanto el basamento como los sedimentos suprayacentes (Dos Bocas, Villingota, Subibaja), esta deformación permite que se depositen sedimentos correspondiente a terrenos volcánicos más antiguos que fueron erosionados siendo la Cuenca de Manabí y Borbón el centro de depósito de material marino volcanoclastico (Marksteiner et al., 1993) dando lugar para la acumulación de la Formacion Onzole (Figura 5.2.8) en el Mioceno Tardío- Plioceno con un componente compresional causando corrimiento hacia el Este. Esta Formación presenta arcillolitas gris azuladas, lutitas y limolitas gris oscuro que contienen fauna de foraminíferos, radiolarios, moluscos y escamas de peces, ambiente de Plataforma continental con transición a una Plataforma externa – Talud continental (Ordoñez et al., 2006).

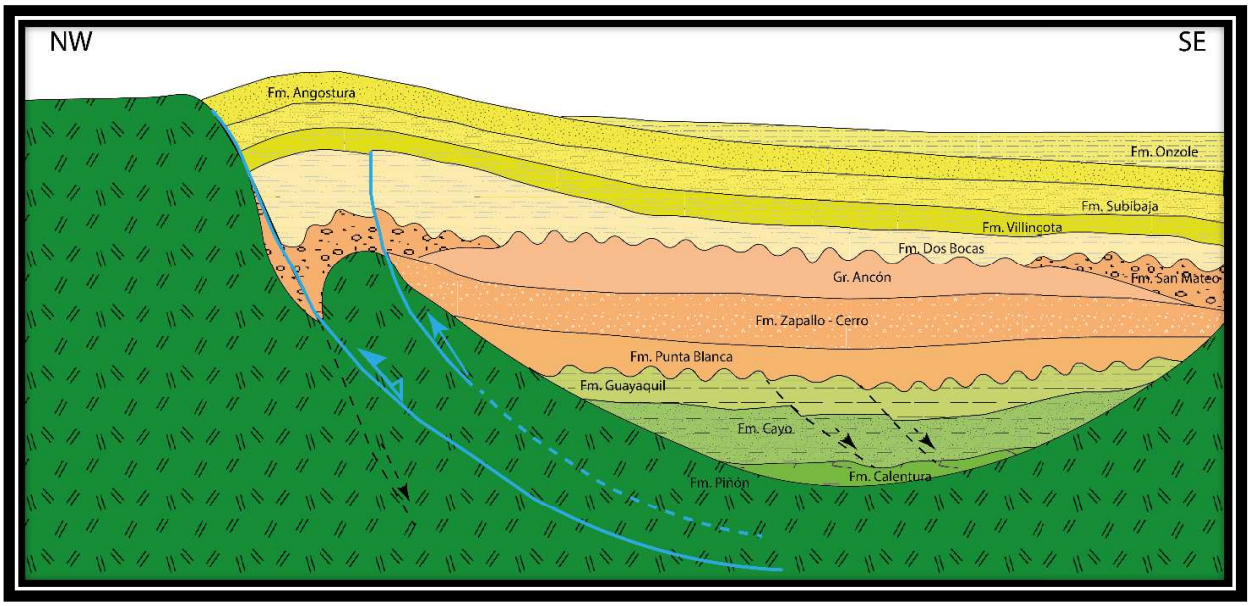


Figura 5.2.8. Depósito de la Formación Onzole en el Mioceno Tardío- Pleistoceno con un componente compresional

Mioceno Superior - Plioceno

La sedimentación continúa hacia el Este mientras se produce un cambio en los aportes sedimentarios provenientes del continente con el arribo de materiales volcánicos representados por la Formación clástica gruesa Borbón (Figura 5.2.9).

La Formación Borbón representa la última Formación neógena marina de la Costa de edad Plio-Pleistoceno presenta un conglomerado basal, areniscas de grano grueso en bancos compactos con abundantes macrofósiles, entre ellos moluscos que corresponden a una facies marina, su ambiente representa una regresión desde marino somero hasta transicional con un nuevo evento transgresivo al tope de la secuencia (Ordoñez et al., 2006).

La colisión entre la margen ecuatoriana y la dorsal de Carnegie (8 Ma; Daly M., 1989) se origina en el mismo intervalo de tiempo que la inversión de las cuencas de ante-arco. El período de inversión culmina en el Mioceno Tardío – Plioceno, representando un incremento en la energía de los aportes que está relacionado a la velocidad de convergencia entre las placas ocasionando el levantamiento de las Cordilleras de los Andes

Otra geometría tectónica que evidencia la inversión es el desplazamiento del depocentro que se mueve de una zona proximal a otra distal de la falla como se evidencia en la cuenca de Manabí que continúa con el desarrollo de nuevas fallas inversas variando el depocentro hacia el este.

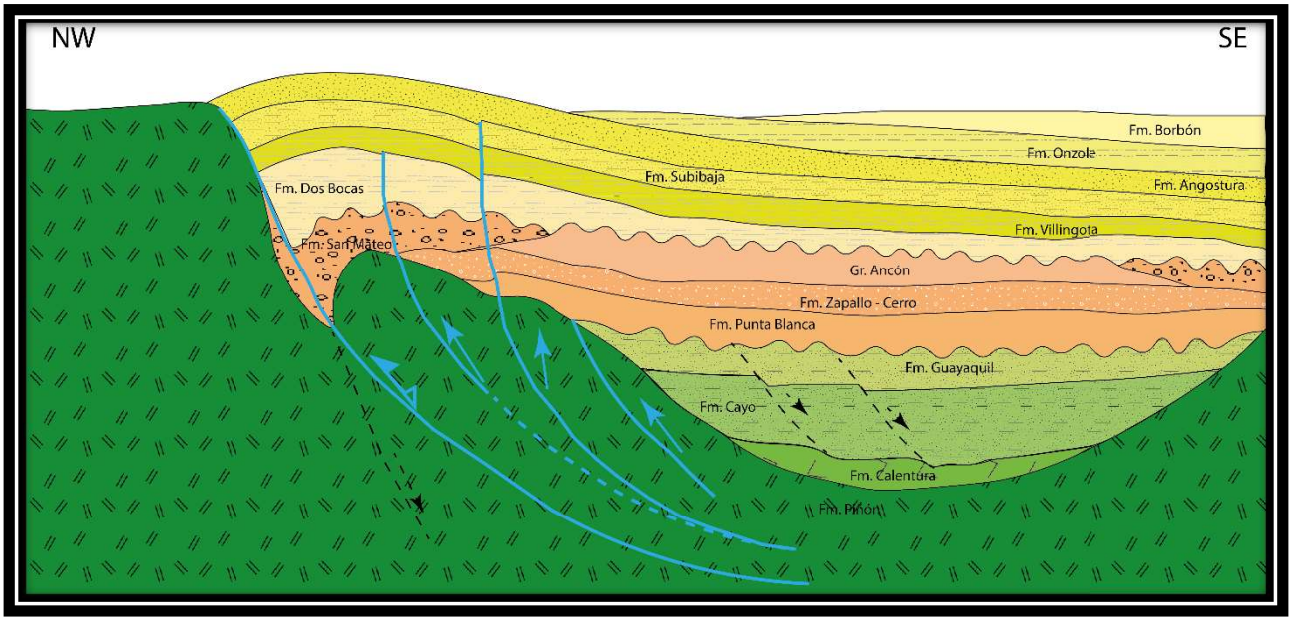


Figura 5.2.9. La Formación Borbón de edad Plio-Pleistoceno.

Pleistoceno

En el Pleistoceno se evidencia el último evento en el ante-arco, produciendo la emersión del bloque costero y el desarrollo de la Cordillera Costera, este evento se atribuye al nuevo sistema de subducción de la cordillera de Carnegie.

La actividad de la Falla de Flavio Alfaro deforma la parte oriental de la Cuenca de Manabí y representa el último episodio compresivo (Figura 5.2.10), esta falla limita al Este al sistema de fallas de Jama con dirección NE-SO con movimiento transcurrente dextral con componente inversa (Reyes y Michaud, 2012).

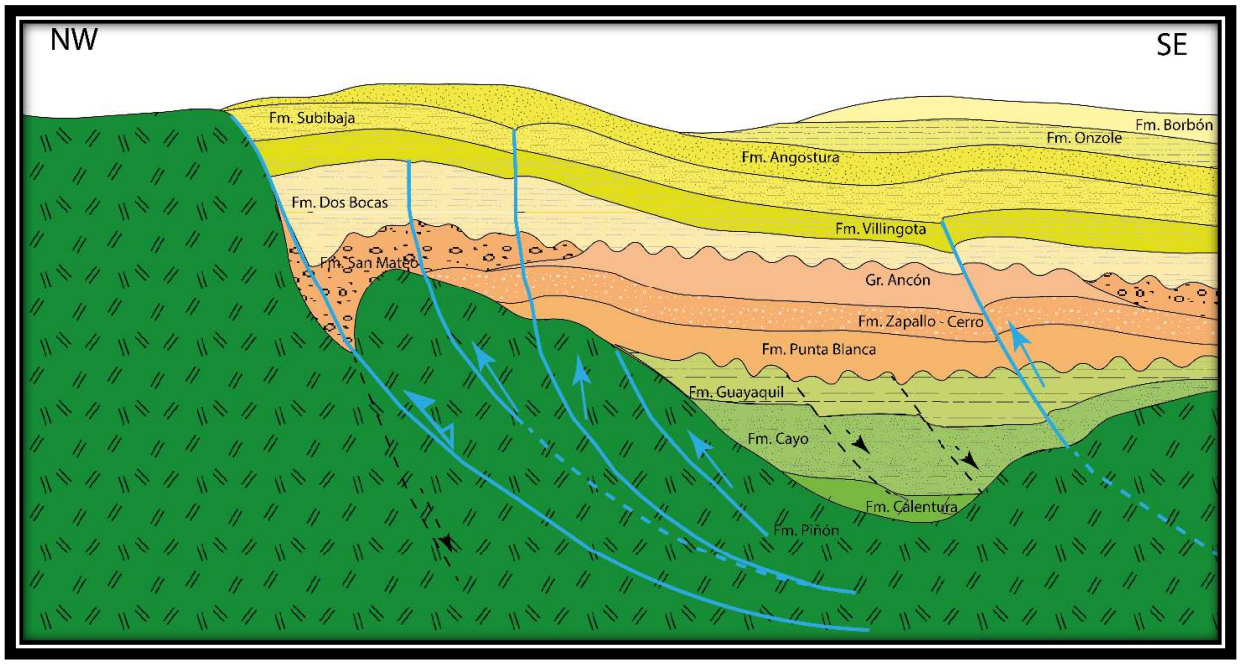


Figura 5.2.10. Último evento en el ante-arco, produciendo la emersión del bloque costero y desarrollo de la Cordillera Costera.

Finalmente se produce a finales del Pleistoceno la segmentación del bloque costero con el Sistema de Fallas de Jama las cuales deforman por medio de fallas transcurrentes las litologías pre-existentes (Dos Bocas, San Mateo) formando una estructura en flor positiva (Figura 5.2.11) característicos de movimientos en transpresión, asociado a la migración del Bloque Nor-Andino que está compuesto por el ante-arco submarino, la planicie ante-arco, la cordillera costera y las

cordilleras andinas, el mismo que se encuentra deformado y trasladado hacia el NNE causados por los esfuerzos compresivos generados por la subducción de la Cordillera de Carnegie bajo la Placa Suramericana (Egbue y Kellogg, 2010). La migración del Bloque Norandino genera la deformación del borde occidental de la cuenca de Manabí dando como resultado la configuración final de la Cordillera de la costa.

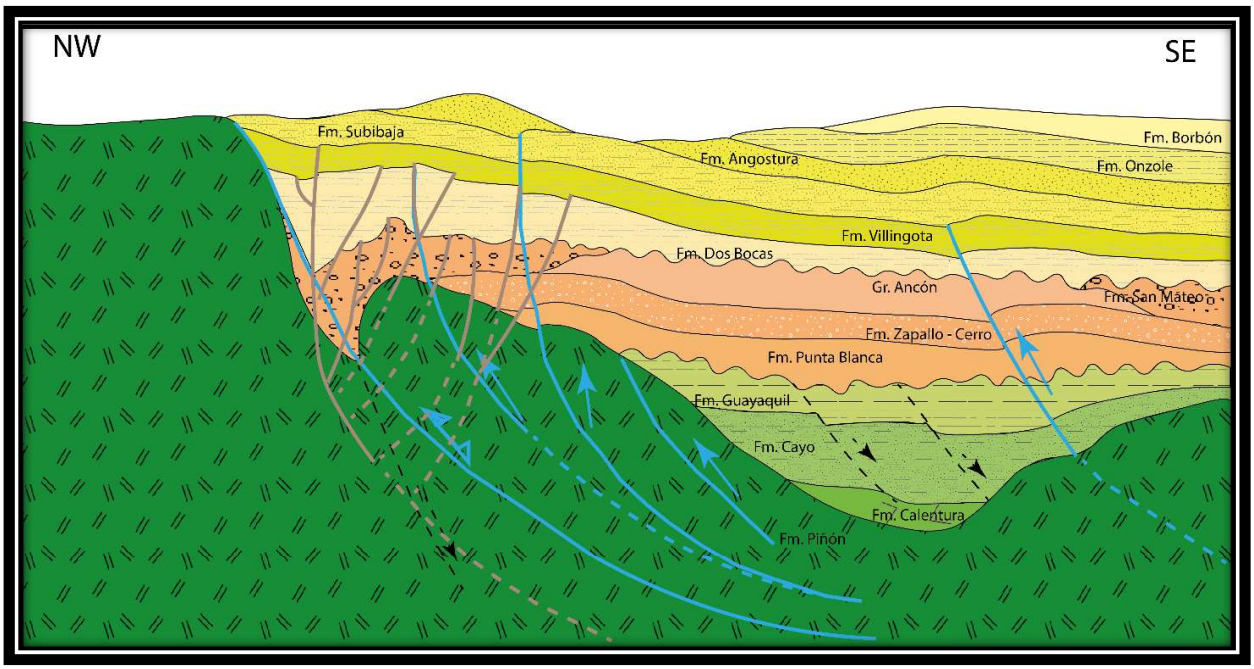


Figura 5.2.11. Estructura en flor positiva característicos de movimientos en transpresión, asociado a la migración del Bloque Nor-Andino

Por lo tanto, se ha podido establecer que han existido cuatro eventos tectónicos importantes en el desarrollo de la cuenca de Manabí, siendo estos: la acreción del plateau oceánico contra el continente a finales del Cretácico, evidenciado en la intensa deformación observada en las Formaciones Piñón, Calentura y Cayo. El segundo, que sucede a finales del Oligoceno en un evento extensivo regional generado por fallas normales, que forman espacios de acomodación para la sedimentación de las cuencas neógenas de la Costa Ecuatoriana. En la Cuenca de Manabí se forma la proto-falla Jama y acumula la Formación Dos Bocas. El tercer evento se produce en el Mioceno medio, con un cambio en los esfuerzos que pasan de extensivos a

compresivos debido a una reacomodación de la placa Pacífico; esta compresión causa la inversión de la cuenca a través de la falla principal que genera un anticlinal de arrastre y la migración del depocentro. Finalmente, el cuarto evento tiene lugar en el Pleistoceno, con la segmentación del bloque costero debido al dominio de un ambiente tectónico transpresivo evidenciado por la presencia de una estructura en flor positiva atribuida al Sistema de fallas Jama, que está asociado a la subducción de la Cordillera asísmica de Carnegie y la migración del Bloque Nor-Andino.

CAPÍTULO 6

6.1. Conclusiones y Recomendaciones

6.1.1. Conclusiones

- Se han descrito en campo la presencia de siete Formaciones con edades entre Cretácico y Mioceno: Formación Piñón, Formación Calentura, Formación Cayo, Formación Punta Blanca, Formación Zapallo-Cerro, Formación Subibaja y Formación Angostura.
- La información y cartografía de campo se ha complementado con datos de perfiles sísmicos que han permitido identificar catorce Formaciones con dos discontinuidades: una entre el Cretácico y Paleógeno, otra entre Paleógeno y Neógeno.
- Se han identificado e interpretado cada uno de los eventos (subducción, erosión y no depositación) suscitados durante la sedimentación. A partir de la interpretación tectono-estratigráfica se pudo entender el desarrollo de la cuenca.
- En la Cuenca de Manabí se han desarrollado estructuras típicas de inversión tectónica, las mismas que se originan por la presencia de eventos compresivos, extensivos y transcurrentes desde el Cretácico hasta el Neógeno.
- En el Cretácico Superior (Coniaicano - Maastrichtiano) – Paleoceno Medio inicia el primer evento compresivo que está relacionado a la acreción del plateau oceánico (Formaciones Piñón, Calentura y Cayo) al cratón sudamericano.
- Una fase de extensión se desarrolló durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior iniciando el periodo de sedimentación de las cuencas Neógenas de la Costa del Ecuador. Esta fase extensiva esta evidenciada por la presencia de la proto falla Jama.

- En el Mioceno Superior las cuencas de ante-arco de Ecuador fueron afectadas por inversión tectónica.
- Según los datos sísmicos adquiridos e interpretados, la Cuenca de Manabí ha sido una de las cuencas más afectadas por el evento de inversión tectónica, durante el Mio-Plioceno y se observan algunas estructuras que se encuentran de manera caótica por tal motivo se puede sugerir que existieron, al menos, tres pulsos de inversión.
- Las fallas transpresivas dextrales presentes en el Plio - Pleistoceno, muestran una estructura en flor positiva que han sido asociadas como posibles estructuras que contengan hidrocarburos.

6.1.2. Recomendaciones

- Realizar un estudio de campo más minucioso, con la finalidad de aquellas Formaciones que presentan las mismas caracterices litológicas y de procedencia puedan llevar el mismo nombre, facilitando de tal manera estudios posteriores.
- Compilar, analizar y completar la información que se tiene hasta la actualidad de estudios anteriores, perforaciones, sísmica, etc; que permita entender de una manera más clara la geodinámica de la costa ecuatoriana.
- Realizar análisis geoquímicos con algunos de los nuevos métodos de datación como Circones al cual se tiene acceso para la extracción de los mismos, que nos permitan obtener las edades, las cuales se puedan correlacionar verídicamente a los eventos suscitados.
- Estudiar de manera minuciosa los eventos suscitados en el Paleógeno, ya que no se tiene mucha información sobre la procedencia de los sedimentos depositados.
- Analizar e interpretar los testigos de perforación para desarrollar una nueva base de datos más actualizada.

6.2 Bibliografía

- Alvarado, A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. Tesis Doctoral, Universidad de Grenoble, 259 p.
- Alemán, A., & Ramos, V. A. (2000). Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. International Geology Congress, Río de Janeiro, pp 453-480.
- Baldock, J. W. (1982). Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del mapa Geológico de la República del Ecuador esc. 1:100000. 70p.
- Bastida, C., Castillejos, J., López, Y., Ruiz, L., Suárez, J. (2017). Estudio de electrofacies sísmicas en las Formaciones Top Tarbert, NESS 1 y Top Etive en la parte Sur del Campo Gullfaks. Escuela Superior de Ingeniería. Unidad Ticomán. 119p.
- Benítez, S. B. (1995). Evolution géodynamique de la province côtiére sud-équatorienne au Crétacé suupérieur-Tertiaire. Géol. Alp, 71: 3-173.
- Bristow C. R & Hoffstetter R. (1977). Lexique Stratigraphique International; Ecuador, Second edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 412p.
- Castillo, Isabel. (2017). Flora y Fauna de la Costa Ecuatoriana: Especies Representativas. Lifeder. https://www.lifeder.com/flora-fauna-costa-ecuatoriana/, accessed May 31, 2018.
- Cantalamessa G., Di Celma C., Ragaini L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations.

- Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., Ledesma, M., Constantino, D., Cid de la Paz, M., Guerra, G. (2018). Geoeléctrica de Pozo y Saturación de Fluidos. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Chubut, Argentina.
- Cisneros, A. (2017). Morfo-Tectónica de la Península de Manta e Isla de la Plata y su relación con los procesos de subducción. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Deniaud, Y. (1998). Evolución téctono.sedimentaria de las cuencas costeras Neógenas del Ecuador. PETROPRODUCCION-ORSTOM. Informe interno: 74pp.
- Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution geódynamique des Andes Equatoriennes au cours du Neógene: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. Geólogie Alpine, Mémoire HS (32), 159.
- Duque, P. (2000). Breve Léxico Estratigráfico de Ecuador. Sistema de Información Geológica y Minera (SIM), 98 pp.
- Egbue, O., Kellogg, J. (2010). Pleistoceno to Present North Andean “escape”. Department of Earth and Oceanic Sciences, University Of South Carolina, USA.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yépez, H. (2003). Mapa de fallas y pliegues Cuaternarios de Ecuador y regiones oceánicas adyacentes. USGS
- Ellis, D. y Singer, J. (2008). Well Logging for Earth Scientists. Springer-Verlag, Dordrecht. Segunda Edición. 708 p.
- Exploration Geophysics (SEG), Tulsa, Okla. 442 p.
- Fries, Andreas n.d. 2018. Clima en el Ecuador y su influencia en la salud, 46pp
- Hernández, M. (2012). El Sistema de Fallas de Jama en la Plataforma Continental (OFF-SHORE) del Margen Ecuatoriano, 143pp.
- Gooseens P., Rose W., 1973. Chemical composition and age determination of Tholeitic in the Basic Igneous Complex, Ecuador. GSA Bulletin.

- Hernández, V. (2008). Procesamiento de datos de sísmica de reflexión de alta resolución para la obra: Plataforma del corredor Norte-Noroeste del tren de alta velocidad ubicado en Ourense, Galicia, España. 125pp.
- Hey R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos – Nazca spreading center, Geological Society of America Bulletin, 88, p. 1404 - 1420.
- INAMHI, (2011) Mapas Red Hidrológica. Issuu. https://issuu.com/inamhi/docs/mapas_red_hidrol_gica/11, accessed June 25, 2018.
- INAMI, (2016). Caracterización Hidrogeológica de Las Cuencas de Portoviejo-Chone. Issuu. https://issuu.com/inamhi/docs/caract._hidrogeologica-manabi/7, accessed June 4, 2018.
- Jaillard E., Ordoñez M., Benitez S., Berrones G., Jimenéz N., Montenegro G., Zambrano I., 1995. Basin development in an accretionary, oceanic floored fore-arc setting: Southern Coastal Ecuador during late Cretaceous-Late Eocene Time. Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists. Memoir.
- Kopp, H., 2013. Invited review paper: The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity. Tectonophysics, 589, pp.1– 16.
- Lange, J. (2003). Stratigraphy, Depositional Enviranments and Coalbed Methane Resources of Cherokee Group Coals (Middle Pennsylvanian) Southeastern Kansas. Kansas Geological Survey University of Kansas
- Luziex, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. & Winkler. W, (2006). Origin and Cretaceous history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: paleomagnetic, radiometric and fossil evidence, Earth and Planetary Science Letters, 249: 240-414.

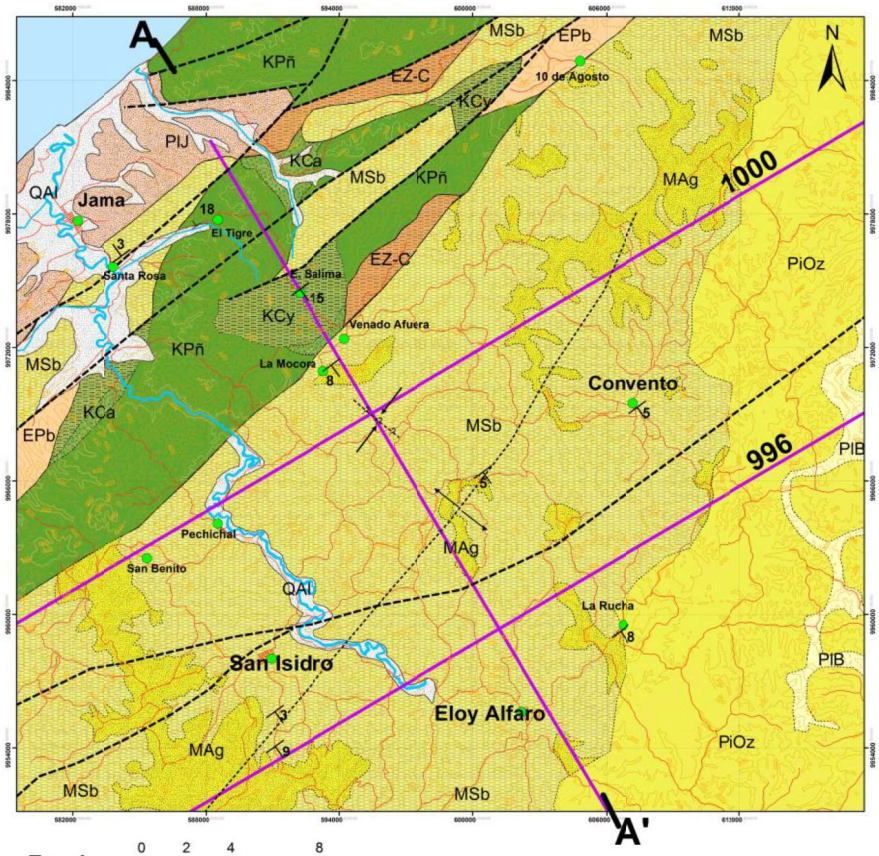
- Marksteiner, R. and Alemán, A. (1991). Coastal Ecuador, technical evaluation agreement: Unpublished internal report, Amoco Production Compan y Petroecuador, v. 1, 218 pp.
- Martínez, Fernando, Arriagada, César, Mpodozis, Constantino, & Peña, Matías. (2012). The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean geology*, *39*(2), 258-278. Recuperado en 11 de marzo de 2019, de https://scielo.conicyt.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-71062012000200004&lng=es&tlng=en.
- Morales, J. (2007). Análisis Sismoestratigráfico del Plio-Pleistoceno del área Maloob, Sur del Golfo de México, y sus Implicaciones en Exploración Petrolera. 100 pp.
- Ordoñez M., Jiménez N. & Suárez J., (2006). Micropaleontología Ecuatoriana. Datos Bioestratigráficos y Paleoecológicos de las cuencas: Graben de Jambelí, Progreso, Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Península de Santa Elena y de las Cordilleras Chongón-Colonche, Costera y Occidental.
- Pedoja, K., Dumont, J F., M.L.O., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V.& Labrousse, B. (2006). Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Rigde, central coast of Ecuador, Journal of South American Earth Sciences, 22:1-21
- Perfilaje de Pozos (2014). Recuperado de http://oilproduction.net/files/Perfilaje%20de%20pozos.pdf
- Pourrut, Pierre. (1983). Los climas del Ecuador : Fundamentos explicativos. ORSTOM, 37pp.
- Reyes, P., Michaud, F. (2012). Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana.
- Reyes, P. (2013). Relief evolution along the active margins: study of the Plio – Quaternary Deformation in the coastal Cordillera of Ecuador. 312 pp.

- Rider, M. (2002). The geological interpretation of well logs. Second edition. 270 p.
- Spikings R. A., Winkler W., Seward D., Handler R. (2001). Along strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, Earth Planet. Sci. Lett. 186: 57-73.
- Thalmann, H.E. (1946). Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bulletin of the America Assosiation of Petroleum Geologist, v. 30, N° 3, pp 337-347.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J. & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Journal of South American Earth Sciences, 15, 157-171
- Van, M., Vilema, W., Faure-Brac, B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jimemez, N., Jaillard, E., Garcia, M. (2008). Pre-collision evolution of the Pinón oceanis terrane of SW Ecuador: stratigraphy and geochemistry of the “Calentura Formation”, pp 433-433.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R.A., Luzieux, L., Heller, F. & Bussy, F. (2009). Mode and Timing of terrane accretion in the forearcof the Andes in Ecuador. The Geological Society of America, Memoir 20: 20pp.
- Varela. (2018). Geografía y Clima. Bioweb. https://bioweb.bio/faunaweb/amphibiaweb/GeografiaClima/, accessed May 31, 2018.
- Winckfll, Alain (1997). Relieve y Geomorfología del Ecuador. Apartatado 99B

6.3 Anexos

6.3.1 Mapa Geológico del Área de Estudio

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO



Escala

Sistema de Coordenadas: WGS 1984 UTM Zone 17S
Projection: Transverse Mercator
Datum: WGS 1984
Units: meter

DATOS TOPOGRÁFICOS:
INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR
CARTAS TOPOGRÁFICAS DE JAMA, CANOA, 10 DE AGOSTO, CONVENTO, SAN ISIDRO, ATAHUALPA, LAZARO Y FLAVIO ALFARO

LEYENDA

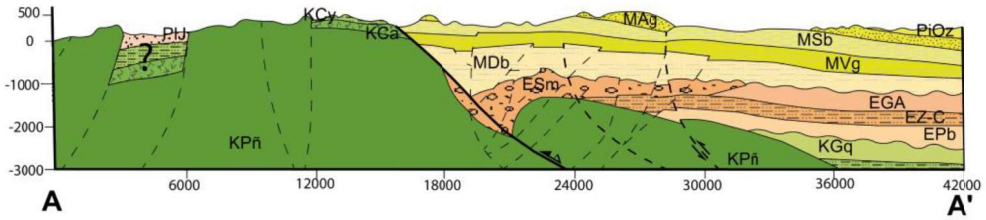
Edad		Formación (Fm.)
Cuaternarios	QAl	Terrazas aluviales
Pleistoceno	PlJ	Fm. Jama Arenas, areniscas y conglomerados
	PlB	Fm. Borbón Areniscas tobáceas
Plioceno	PiOz	Fm. Onzole Lutitas, limolitas
Mioceno	MAg	Fm. Angostura Areniscas,lodolitas
	MSb	Fm. Subibaja Lutitas, lutitas tobáceas, lodolitas
	MVg	Fm. Villingota Lutitas y areniscas
	MDb	Fm. Dos Bocas Lutitas y lodolitas
Eoceno	ESm	Fm. San Mateo Areniscas y conglomerados
	EGA	Grupo Ancón Lutitas, areniscas
	EZ-C	Fm. Zapallo-Cerro Lutitas, areniscas y conglomerados
	EPb	Fm. Punta Blanca Depósitos arcillosos,lutitas
Cretácico	KGq	Fm. Guayaquil Lutitas silíceas
	KCy	Fm. Cayo Grauvacas, lutitas
	KCa	Fm. Calentura Volcano sedimentarios
	KPñ	Fm. Piñón Basaltos, Gabros

UBICACIÓN GEOGRÁFICA

ÍNDICE DE CARTAS TOPOGRÁFICAS ESCALA 1:50000

	10 de Agosto	Atahualpa
Jama	Convento	Lazaro
Canoa	San Isidro	Flavio Alfaro

PERFIL GEOLÓGICO A-A'



SIMBOLOGÍA CONVENCIONAL

- Poblados
- Ríos
- Curvas de nivel
- Vías

SIMBOLOGÍA GEOLÓGICA

- Sinclinal
- Falla Inversa
- Anticlinal
- Falla Inferida
- Línea Sísmica
- Contacto Concordante
- Contacto Discordante
- Estratificación
- Perfil A-A'
- Discordancia

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

TECTONO-ESTRATIGRAFÍA DEL BORDE CENTRO OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE MANABÍ DESDE BAHÍA DE CARÁQUEZ HASTA PEDERNALES

Mapa Geológico de la Cuenca de Manabí

Elaborado por: Maribel Romo y Gina Villegas

6.3.2 Ficha de Láminas Delgadas

PIÑON

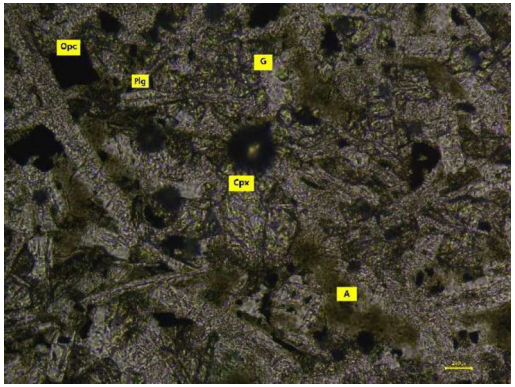
Nombre de la muestra:	JRV18-1.1
UTM:	588531/9977728
Textura:	Poiquilítica
Microestructuras:	Masiva con microfracturas

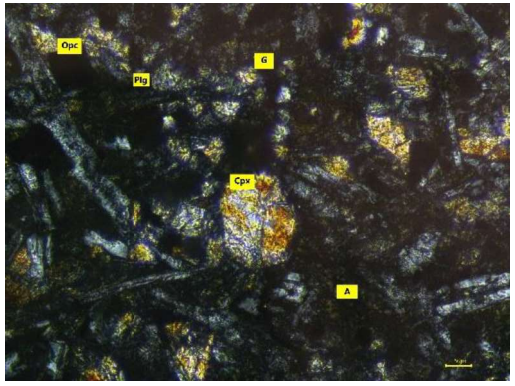
Descripción de la muestra

Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**
Cuarzo (Qz)	5	Incoloro, relieve bajo, anhedrales.	Rellenando microfracturas
Plagioclasa (Plg)	15	Incoloro, subhedral, relieve bajo, macla Carlsbad.	Parcialmente alteradas
Clinopiroxeno (Cpx)	30	Incoloro, relieve muy alto, birrefringencia de 3° orden, extinción oblicua, anhedral, clivaje ortogonal	Fragmentados
Arcillas (A)	5	Color café claro	Alteración de las plagioclasas y diseminada
Opacos (Op)	5	Anhedrales	Cristales alterados
Vidrio Volcánico (V)	40	Anhedral, color marrón	Alterado

Matriz:	Vítrea
Alteraciones:	Alta, presenta epidotización y cloritización
Secundarios:	N/A
Nombre:	Basalto

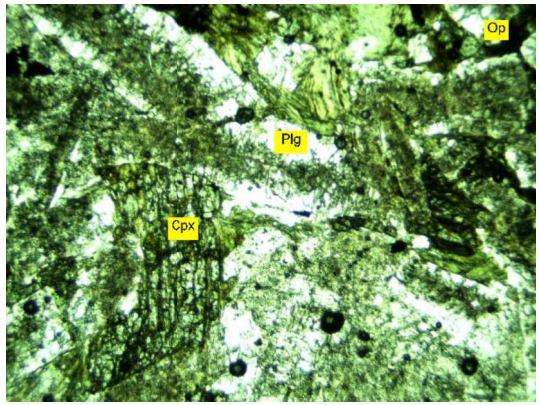
Fotografías

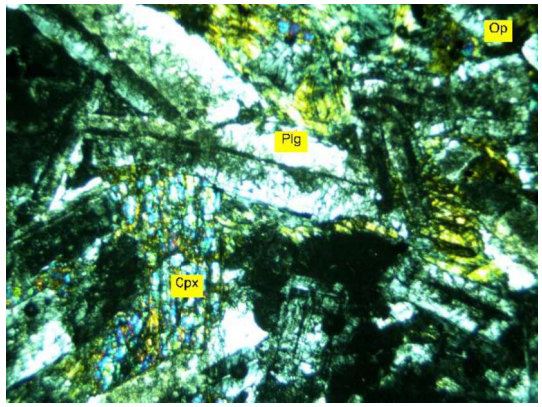




Nota: *Fotografías tomadas con aumento 10x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

Nombre de la muestra:		JRV18-1.2		**Fotografías**
UTM:		589409/9977310		
Textura:		Fanerítica holocristalina		
Microestructuras:		Masiva		
Descripción de la muestra				
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**	
Plagioclasa (Plg)	45	Incoloro, relieve bajo, cristales tabulares, euhedrales y subhedrales, macla de Carlsbad	Parcialmente alteradas	
Ortopiroxeno (Opx)	5	Incoloro, subhedral, relieve bajo, color de interferencia de primer orden		
Clinopiroxeno (Cpx)	37	Colores verdosos, relieve muy alto, birrefringencia de 3° orden, extinción oblicua, cristales euhedrales, clivaje ortogonal	Los piroxenos están fracturados y se aprecian algunos fragmentos	
Arcillas (A)	5	Café claro	Se encuentra diseminada sobre las plagioclasas	
Anfíbol (Anf)	5	Color verde claro, pleocroísmo verde a café claro, clivaje en dos direcciones de 120° y 60°. relieve alto, cristales prismáticos euhedrales.		
Opacos (Op)	3	Anhedrales		
Matriz:	N/A			
Alteraciones:	Media cloritización			
Secundarios:	N/A			
Nombre:	Gabro			



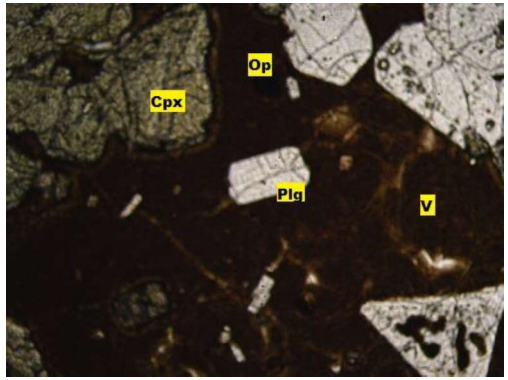


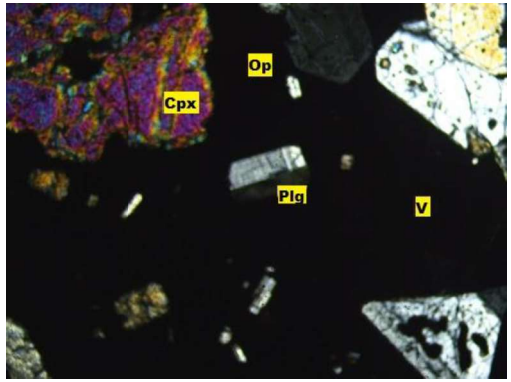
Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

CALENTURA

Nombre de la muestra:	JRV18-2.1		
UTM:	594152/9972420		
Textura:	Porfirítica, glomerofirica		
Microestructuras:	Masiva		
Descripción de la muestra			
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**
Ortoanfíbol	10	Alto relieve, color verde oliva intenso, birrefringencia alta, extinción paralela, clivaje 120º.	
Plagioclasa (Plg)	12	Incoloro, euhedral y subhedral, relieve bajo, maclas de Carlsbad.	Textura pertítica y glomerofírica, con halos de zonación, tres familias de plagioclasas
Epidota	3	Relieve intermedio, color verde pálido, birrefringencia alta, no presenta clivaje, cristales subhedrales.	Manto de Alerquin
Clinopiroxeno (Cpx)	10	Incoloro, relieve muy alto, birrefringencia de 3° orden, extinción oblicua, anhedral, clivaje ortogonal.	
Ortopiroxeno	3	Relieve alto, birrefringencia alta, cristales anhedrales, extinción paralela, clivaje 90º.	
Opacos (Op)	2	Isotrópicos, algunos formas cubicas, dendríticos.	Cristales alterados
Vidrio Volcánico (V)	60	Isotrópico.	Alterado a palagonita
Matriz:	Vítrea		
Alteraciones:	Baja epidotización		
Secundarios:	N/A		
Nombre:	Hialoclastita		

Fotografías



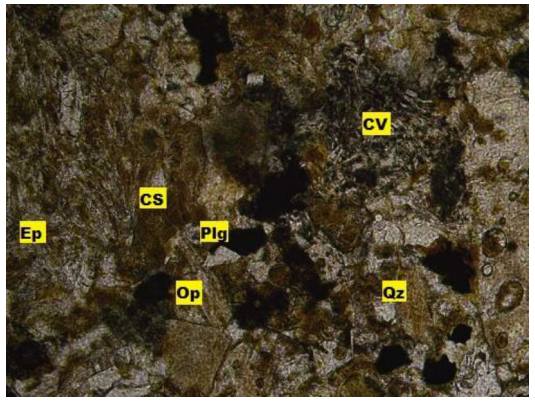


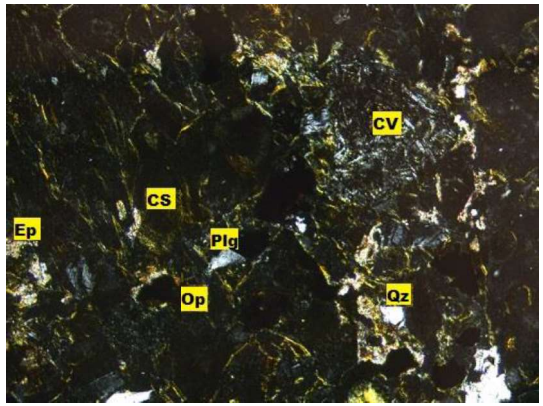
Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

CAYO

Nombre de la muestra:	JRV18-3.1		
UTM:	592178/9974438		
Textura:	Clástica psamítica		
Microestructuras:	Masiva con microfracturas		
Descripción de la muestra			
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**
Cuarzo (Qz)	7	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, baja birrefringencia.	
Plagioclasa (Plg)	8	Incoloro, subhedral, relieve bajo, macla carlsbad	
Epidota (Ep)	2	Relieve intermedio, color verde pálido, birrefringencia alta, cristales subhedrales.	
Calcita (Ca)	4	Incolora, clivaje romboedral, cristales xenomorfos, birrefringencia blanca grisácea con irisaciones de los órdenes más altos.	Los cristales se ven fragmentados.
Opacos (Op)	5	Isótropos, anhedrales.	
Clastos volcánicos (CV)	14	Fragmentos subangulares de roca constituido por cristales tabulares de plagioclasa incluidos en una matriz vítrea.	Se encuentran epidotizados y cloritizados.
Clastos sedimentarios (CS)	5	Clastos subangulosos de color café claro y grano fino.	
Matriz:	Arcillosa con presencia de óxidos y clorita, 55%.		
Grado de compactación:	Alto		
Fósiles:	N/A		
Cemento:			
Porosidad:	Baja		
Observaciones:	Roca con alteración alta		
Nombre:	Grawaca lítica		

Fotografías

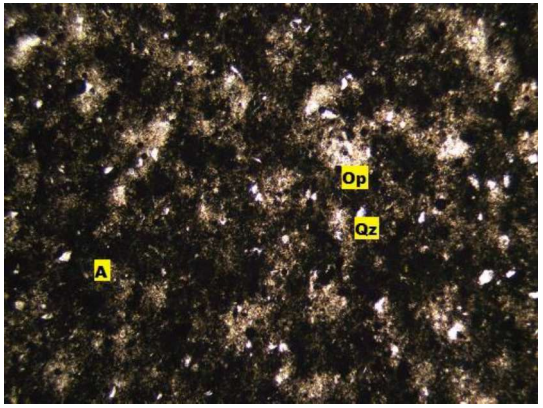


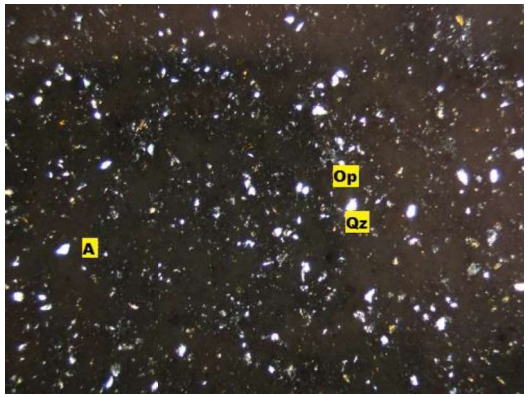


Nota: *Fotografías tomadas con aumento 10x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

PUNTA BLANCA

Nombre de la muestra:		JRV18-4.1		**Fotografías**
UTM:		595810/9992302		
Textura:		Pelítica		
Microestructuras:		Masiva		
Descripción de la muestra				
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**	
Cuarzo (Qz)	12	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, birrefringencia baja.		
Opacos	10	Isótropos, subhedrales		
Arcilla	78	Tamaño de grano muy fino, en unos sectores se vuelve opaca con polarizador cruzado y en otros se distingue una birrefringencia de primer orden que se podría atribuir a una arcilla silícea.		
Matriz:	Arcillosa			
Grado de compactación:	Alto			
Fósiles:	N/A			
Cemento:	N/A			
Porosidad:	Muy Baja			
Observaciones:				
Nombre:	Lutita silícea			

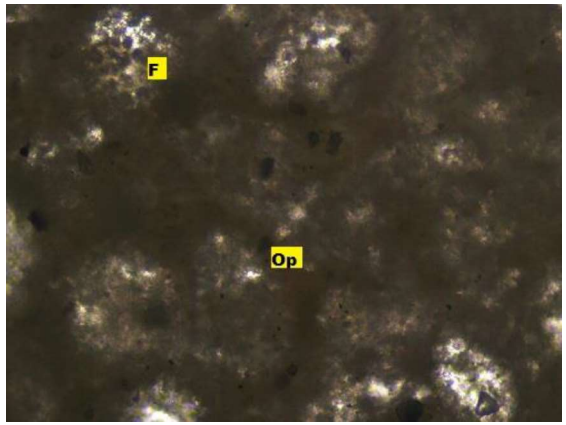


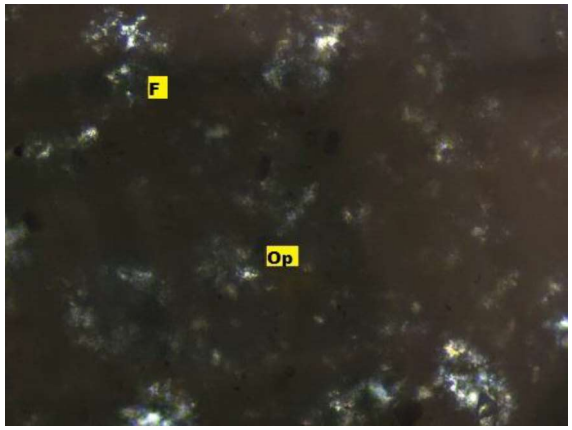


Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

ZAPALLO - CERRO

Nombre de la muestra:		JRV18-5.1		**Fotografías**
UTM:		595810/9992303		
Textura:		Bioclástica		
Microestructuras:		Masiva con microfracturas		
Descripción de la muestra				
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**	
Cuarzo (Qz)	15	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, colores de interferencia de primer orden		
Opacos (Op)	2	Isótropos euhedrales y subhedrales		
Arcilla	13	Café oscura con bajo relieve	Silicificada	
Matriz:	Arcillosa silicificada en un 43%			
Grado de compactación:	Muy alto			
Fósiles (F):	Radiolarios presentes en un 40%, compuestos por sílice			
Cemento:	Silíceo			
Porosidad:	Porosidad primaria es muy baja pero presenta porosidad secundaria causada por fracturas			
Observaciones:	Presenta formación de chert en las fracturas que pudo ser segregada por los bioclastos, además es una roca alterada con silicificación fuerte.			
Nombre:	Lutita silicificada			



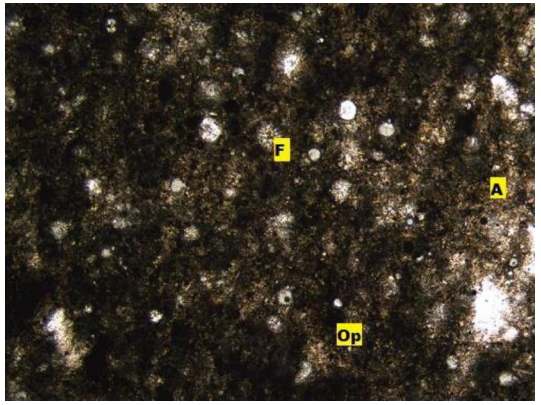


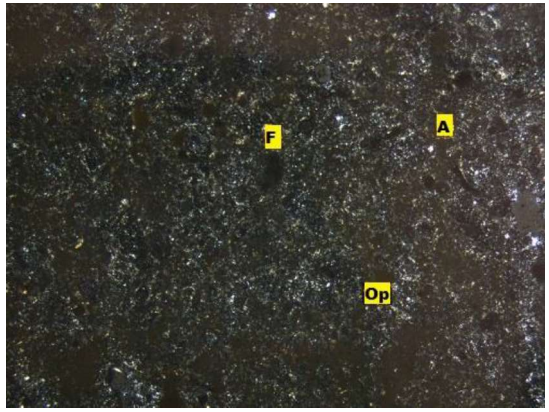
Nota: *Fotografías tomadas con aumento 40x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

SUBIBAJA

Nombre de la muestra:	JRV18-6.1		
UTM:	585948/9962997		
Textura:	Bioclástica		
Microestructuras:	Masiva		
Descripción de la muestra			
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**
Cuarzo (Qz)	15	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, colores de interferencia de primer orden.	Microcuarzo presente en la matriz
Opacos (Op)	3	Isótropos, cristales anhedrales	
Arcilla (A)	32	Color café claro a oscuro, relieve bajo, colores de interferencia de primer orden	Incluye sectores más oscuros con óxidos
Matriz:	Arcillosa y silícea		
Grado de compactación:	Alto		
Fósiles (F):	Radiolarios constituidos por sílice, presentes en un 50% de la muestra		
Cemento:	Arcilloso		
Porosidad:	Muy baja		
Observaciones:			
Nombre:	Radiolarita		

Fotografías





Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

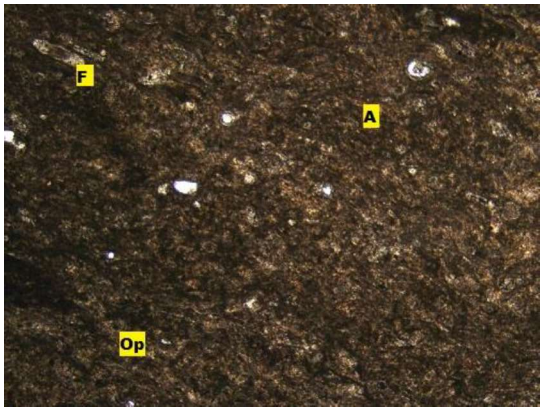
Nombre de la muestra:	JRV18-6.2
UTM:	596997/9968855
Textura:	Clástica
Microestructuras:	Laminada

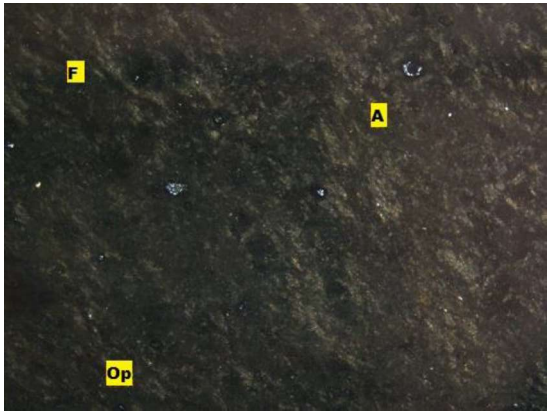
Descripción de la muestra

Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Cuarzo (Qz)	8	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, colores de interferencia de primer orden.	
Opacos (Op)	2	Isótropos, cristales anhedrales muy finos	
Arcilla (A)	82	Color café claro, relieve bajo, colores de interferencia de primer orden	

Matriz:	Arcillosa
Grado de compactación:	Alto
Fósiles(F):	Foraminíferos rellenos de micrita en un 8% de la muestra
Cemento:	N/A
Porosidad:	Muy baja
Observaciones:	
Nombre:	Lutita laminada

Fotografías



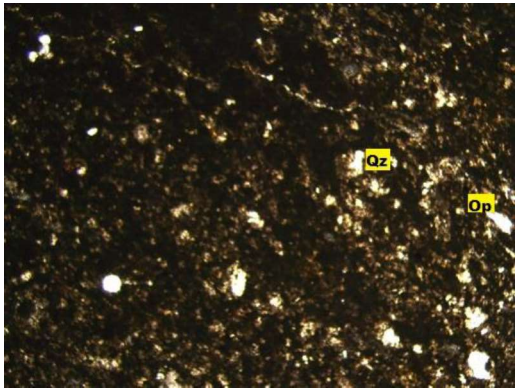


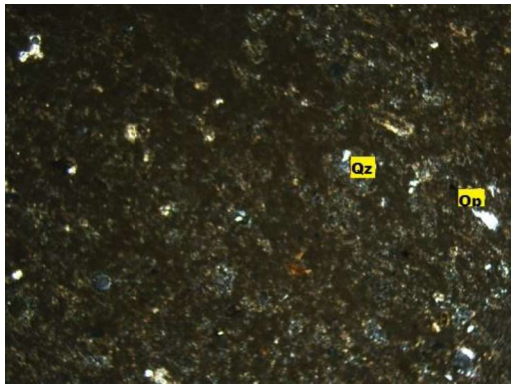
Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

SUBIBAJA

Nombre de la muestra:		JRV18-6.3		
UTM:		585861/9967309		
Textura:		Clástica		
Microestructuras:		Microfracturas		
Descripción de la muestra				
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**	
Cuarzo (Qz)	12	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, colores de interferencia de primer orden		
Calcita	13	Cristales incoloros, anhedrales, birrefringencia alta.		
Arcilla	70	Color café oscuro y bajo relieve	Se encuentra diseminada	
Opacos	5	Isotropos, anhedrales		
Matriz:	Arcillosa			
Grado de compactación:	Alto			
Fósiles:	N/A			
Cemento:	N/A			
Porosidad:	Baja			
Observaciones:				
Nombre:	Lutita calcárea			

Fotografías

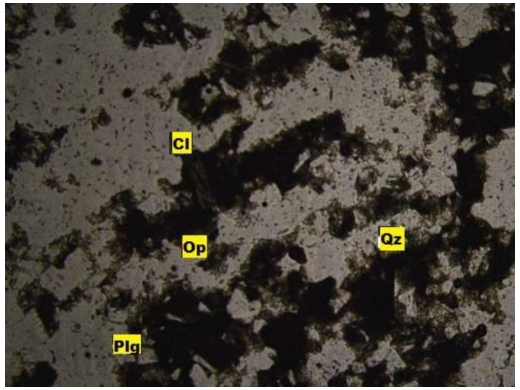


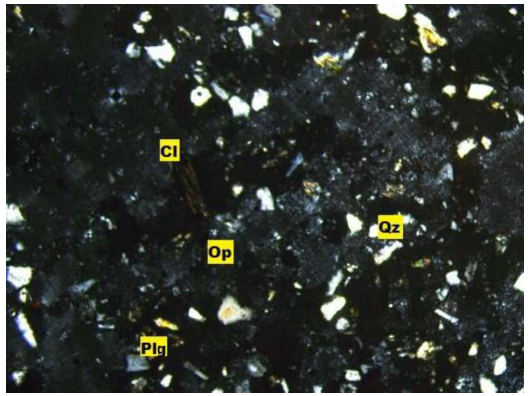


Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

SUBIBAJA

Nombre de la muestra:		JRV18-6.4		**Fotografías**
UTM:		576764/9958367		
Textura:		Clástica		
Microestructuras:		Microfracturas		
Descripción de la muestra				
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**	
Cuarzo (Qz)	15	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, birrefringencia baja		
Plagioclasa (Plg)	10	Incoloro, subhedral, relieve bajo, macla carlsbad	Alterándose a arcilla	
Clorita (Cl)	5	Color verdoso, relieve bajo, color de interferencia café oscuro a amarillento	Producto de alteración, se encuentra presente en la matriz	
Opacos (Op)	5	Isotrópicos anhedrales		
Matriz:	Arcillosa con gran cantidad de óxidos y clorita, 65 %.			
Grado de compactación:	Alto			
Fósiles:	N/A			
Cemento:	N/A			
Porosidad:	Baja			
Observaciones:	Las microfracturas se encuentran rellenas de óxidos			
Nombre:	Lutita arenosa			



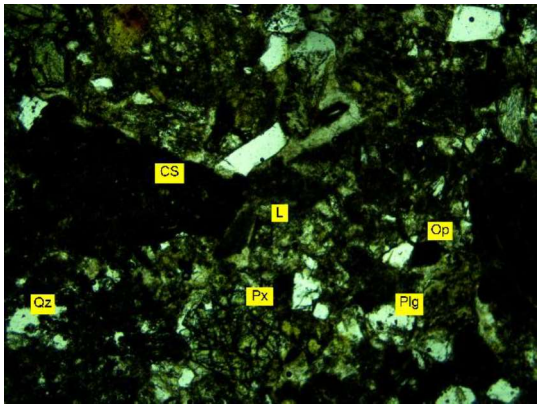


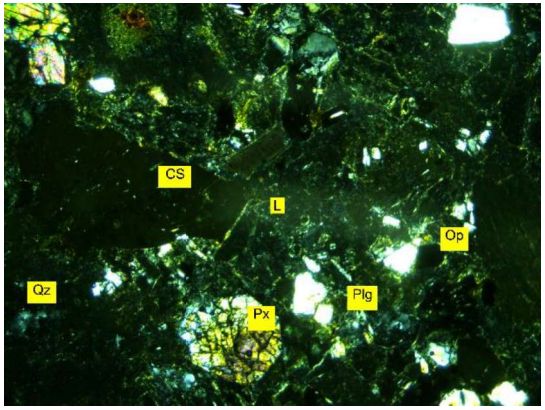
Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*

ANGOSTURA

Nombre de la muestra:	JRV18-7.1		
UTM	593248/9970882		
Textura:	Epiclástica psamítica		
Microestructuras:	Masiva		
Descripción de la muestra			
Mineral	**Vol %**	**Propiedades**	**Otras observaciones**
Plagioclasa (Plg)	25	Incoloro, cristales tabulares, euhedrales y subhedrales, relieve bajo, macladas, con colores bajos de interferencia.	
Clinopiroxeno (Px)	15	Color verdoso, clivaje ortorrómbico, pleocroico, cristales euhedrales, colores de interferencia de segundo orden y superiores.	Cristales fracturados
Anfíbol (Anf)	8	Color verde claro, cristales euhedrales y subhedrales.	
Cuarzo (Qz)	10	Incoloro, relieve bajo y colores de interferencia de primer orden	
Clastos Sedimentarios (CS)	10	Clastos subangulares de grano fino.	
Clastos Volcánicos	12	Clastos redondeados con plagioclasa en matriz vítrea.	
Opacos (Op)	8	Isotrópicos anhedrales oxidados	
Matriz:	Limo-arenoso con un porcentaje del 12%		
Grado de compactación:	Intermedio		
Fósiles:	N/A		
Cemento:	Arcilloso		
Porosidad:	Baja		
Observaciones:	Roca con ligera oxidación		
Nombre:	Arenisca lítica		

Fotografías





Nota: *Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen superior tomada con luz normal polarizada; imagen inferior tomada con nicoles cruzados.*