

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE FACIES DE LA
FORMACIÓN HOLLÍN EN UN AFLORAMIENTO UBICADO EN EL
PROYECTO HIDROELÉCTRICO COCA-CODO SINCLAIR,
PROVINCIA DE NAPO**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA
GEÓLOGA**

ELIZABETH DE LAS MERCEDES MARIÑO MOREJÓN

elizabeth_marino1989@hotmail.com

DIRECTOR: DR. CRISTIAN VALLEJO

cristian.vallejo@alumni.ethz.ch

QUITO, DICIEMBRE DEL 2015

DECLARACIÓN

Yo, Elizabeth de las Mercedes Mariño Morejón, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he 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.

ELIZABETH DE LAS MERCEDES MARIÑO MOREJÓN

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Elizabeth de las Mercedes Mariño Morejón, bajo mi supervisión.

Dr. Cristian Vallejo
DIRECTOR

AGRADECIMIENTO

Agradezco a Michita mi mamá, quién con su amor, ejemplo, palabras, sacrificio y apoyo incondicional, hizo que mi vida sea feliz y que pueda cumplir mis objetivos. A mi papi Carlos por su amor, apoyo, sabios consejos y por ser un ejemplo de trabajo. A Rolando mi magnífico esposo, compañero y mejor amigo, gracias por compartir tu vida conmigo, por tu amor, tu ayuda y consejos, y sobre todo por el mejor regalo, mi hija Amelia, que llegó y cambió mi vida para mejor.

Al personal del Centro de Investigaciones Geológicas Quito y en especial a su coordinadora la Dra. Jenny Estupiñan, por el tiempo, la ayuda, los consejos y las facilidades prestadas para el desarrollo de este proyecto. Al Dr. Cristian Vallejo, el mentor de este proyecto que con sus consejos, acertadas ideas y magistrales explicaciones me ayudó constante e incondicionalmente en el desarrollo de este proyecto. A la Ing. Janeth Gaibor y a la Dra. Carolina Bernal por sus palabras y correcciones, que indudablemente ayudaron a mejorar este proyecto.

A los profesores de la Carrera de Geología quienes, con su experiencia y conocimientos me enseñaron Geología, pero más allá de la ciencia me dieron el ejemplo de los valores y virtudes que un geólogo debe tener, y espero algún día ser como ellos.

A los pocos pero valiosos amigos con quienes compartí en las aulas buenos y malos momentos, Feli mi casi hermano, Diego, Mishell, Lucy, y Daniel.

A mis hermanos Vero, y Mauro porque sé que cuento con ustedes y sobre todo por darme hermosos sobrinos. A July, Josy, Pame porque más que primas son mis hermanas, siempre están ahí para ayudarme y apoyarme.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi Dany mi angelito, sé que siempre me cuidaste y hoy los sigues haciendo.

A Michita mi mejor ejemplo de vida porque siempre estuvo para mí a pesar de las adversidades, y a Carlitos porque sé que cuento contigo siempre.

Rolo y Ame todo lo que hago, cada esfuerzo y sacrificio es para ustedes con todo mi amor, para seguir siendo una familia con suerte.

ÍNDICE DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS	1
1.2	OBJETIVOS	3
1.2.1	OBJETIVO GENERAL	3
1.2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.3	UBICACIÓN Y ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO	4
1.4	METODOLOGÍA.....	4
2	MARCO TEÓRICO.....	7
2.1	Facies sedimentarias	7
2.1.1	Definición de Lltofacies.....	7
2.1.2	Análisis y clasificación de Facies: asociación de Facies	7
2.2	Estructuras sedimentarias	9
2.2.1	Estructuras Erosionales.....	9
2.2.2	Estructuras Depositacionales	10
2.2.3	Estructuras Post-depositacionales.....	17
2.3	Estratigrafía secuencial	18
2.3.1	Cambios del nivel de base transgresiones y regresiones	18
2.3.2	Las terminaciones estratales en estratigrafía secuencial	20
2.3.3	SYSTEMS TRACTS	21
2.3.3.1	Lowstand Systems Tract (LST)	21
2.4	Ambientes Sedimentarios análogos a el Área de estudio	25
2.4.1	Sistema fluvial.....	25
2.4.1.1	Ríos Entrelazados	28
2.4.2	Ambientes COSTEROS DOMINADOS POR MAREAS.....	31
2.4.3	Plataforma continental	51

2.5	Métodos y modelos de análisis de la procedencia de areniscas	52
2.5.1	Composición global	52
2.5.2	Análisis petrofísicos	61
2.6	Análisis Químicos.....	65
2.6.1	Difracción de rayos X.....	65
3	MARCO GEOTECTÓNICO	68
3.1	GEOLOGÍA REGIONAL.....	68
3.1.1	Generalidades	68
3.1.2	Estratigrafía general de la cuenca oriente ecuatoriana.....	70
3.1.3	Marco Tectónico Regional	79
3.2	GEOLOGÍA LOCAL.....	84
3.2.1	Morfología.....	86
3.2.2	Estratigrafía	86
3.2.3	Estructura y Tectónica	89
3.2.4	Sismología	91
4	ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN	92
4.1	Tratamiento de las muestras y obtención de datos	92
4.1.1	Análisis macroscópico de las muestras de mano, tratamiento de muestras y obtención de datos	93
4.1.2	Tratamiento de muestras para el análisis microscópico	93
4.1.3	Tratamiento de muestras para el análisis de DRX.....	95
4.1.4	Tratamiento de las muestras para los análisis petrofísicos convencionales	96
4.2	Análisis y definición de litofacies	100
4.2.1	Arenisca gruesa masiva (AGM).....	104
4.2.2	Conglomerado fino a medio masivo (CFM)	104
4.2.3	Arenisca gruesa con gradación (aGG)	105

4.2.4	Arenisca Fina Masiva (AFM).....	106
4.2.5	Limolita café claro (LC).....	110
4.2.6	Lodolita negra con carbón (LNC).....	112
4.2.7	ARENISCA MEDIA CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA (AMCX)	114
4.2.8	BRECHA CALCÁREA (BC)	115
4.2.9	Lodolita arenosa con BIOTURBACIÓN y laminación wispy (LABW) 116	
4.2.10	Lodolita arenosa con BIOTURBACIÓN y laminación wispy con cemento calcáreo (LABWC).....	117
4.2.11	Lodolita laminada (LL)	118
4.2.12	Arenisca-Lodolita Intercalada (ALI)	119
4.2.13	Arenisca con finas láminas de lodo (ALL)	120
4.2.14	Arenisca fina con laminación wispy (AFW).....	121
4.2.15	Arenisca Fina con Flaser (AFF).....	122
4.2.16	Arenisca fina con laminación wispy y cemento calcáreo (AFwC) .	123
4.2.17	ARENISCA FINA CON ESTRUCTURAS SIGMOIDALES (AFS) .	123
4.2.18	Arenisca Arcillosa con Glauconita (AAG)	125
4.3	Evolución sedimentológica y relaciones estratigráficas	126
4.4	ANÁLISIS DE PROVENIENCIA	130
4.5	Análisis de resultados de porosidad y permeabilidad	131
4.6	Análisis de resultados de DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	132
4.7	análisis de estratigrafía secuencial del afloramiento.....	133
4.9	Discusión de resultados	139
CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....		142
5.1	Conclusiones	142
5.2	Recomendaciones	144
ANEXOS		157

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de ubicación del Proyecto Coca Codo Sinclair.....	4
Figura 2 - Diferentes tipos de estratificación o laminación.	11
Figura 3 - Índice ripple para los diferentes tipos de ripples.	13
Figura 4 - Estratificación cruzada	14
Figura 5 - Tres tipos de estructuras internas en los ripples formados por olas.	14
Figura 6 - Diferentes tipos de gradación.....	15
Figura 7- Grietas de desecación y syneresis cracks.	16
Figura 8- Etapas de transgresión y regresión.....	19
Figura 9- Principales tipos de terminaciones estratales.	20
Figura 10- Arquitectura general de los diferentes system tracts.....	22
Figura 11 - Principales tipos de ríos	26
Figura 12 - Diferentes tipos de arquitectura fluvial.	27
Figura 13 - Esquema simplificado de una barra compuesta donde se observa su organización interna y el detalle de las distintas barras.	30
Figura 14 - Elementos que forman parte de los canales y de las barras de los sistemas entrelazados.....	31
Figura 15- Diagrama prismático triangular con los principales ambientes sedimentarios de transición.....	32
Figura 16 - Estuarios dominados por las mareas	33
Figura 17: Sección vertical esquemática de un estuario	34
Figura 18 - Zonación vertical típica de las llanuras mareales.....	35
Figura 19 – Diagrama de bloque de una típica planicie de marea.	38
Figura 20 - Modelo integrado para ambientes intermareal y supramareal.	39
Figura 21 - Foto de una sección vertical de un <i>sand flat</i>	42
Figura 22 - Perfil vertical esquemático en una secuencia de canales de marea, barras de marea, y planicies de marea.	43

Figura 23 - Sucesión esquemática vertical, de una duna compuesta	44
Figura 24 - Modelo integrado para dunas compuestas submareales.....	45
Figura 25 - Modelo sedimentológico e icnológico para las sabanas de arena.	46
Figura 26 - Foto de depósitos de planicies de arena.....	47
Figura 28 - Modelo ntegrado para ridges de marea.	48
Figura 29 - Modelo integrado para segmentos de dunas aisladas.....	50
Figura 30 - Diagrama ternario para distinguir rocas arenosas según su procedencia.....	53
Figura 31 - Esquema simplificado para la caracterización textural de los tipos de grano detríticos del esqueleto de arenitas.....	54
Figura 32- Campos composicionales diagnósticos de los distintos tipos de procedencia de arenas en diagramas triangulares.....	56
Figura 33- Tipología de los granos de cuarzo y su representación en arenas generadas por la erosión de rocas plutónicas y metamórficas.....	57
Figura 34- Fotomicrografías de areniscas	58
Figura 35 - Diagrama ternario Rg-Rs-Rm propuesto por Critelli y Le Pera (1994), para determinar la nfluencia de fragmento líticos en las litofacies.	59
Figura 36 - Representación esquemática de los ambientes de formación de minerales de arcilla.	60
Figura 37 - Componentes estructurales del Ecuador	68
Figura 38 - Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente con sus eventos teectónicos, magmatismo asociado, y sistemas petrolíferos.....	71
Fig. 39 – Mapa tectónico de la Cuenca Oriente	84
Figura 40- Mapa geológico del proyecto hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair	85
Figura 41 - Corte de rocas.....	93
Figura 42 - Tratamiento de muestras para realizar láminas delgadas.....	94
Figura 43 - Tratamiento de muestras para el análisis DRX.....	95
Figura 44- Tratamiento de muestras para análisis petrofísicos convencionales. ...	99

Figura 45: Leyenda de la columna estratigráfica	101
Figura 46: Columna estratigráfica del afloramiento y sus descripciones	103
Figura 47 - Facies AGM	104
Figura 48 - Facies CFM.....	105
Figura 49 - Facies AGG.....	106
Figura 50 - Facies AFM	107
Figura 51 - Arquitectura de un canal fluvial	107
Figura 52 - Foto de las facies con varios sets de estratificación cruzada.....	108
Figura 53 - Diagrama con las paleocorrientes medidas en el afloramiento.	108
Figura 53 - Tendencia granodecreciente de las facie CFM, AGM y AGG	109
Figura 54: Canal fluvial con basa erosiva en el miembro Hollín Inferior	109
Figura 55 - Facies LC	110
Figura 56 - Raíces cortando la laminación en el paleosuelo.	111
Figura 57: Capa de paleosuelo vista en el afloramiento.....	111
Figura 58 - Facies LNC, Muestra de mano.....	112
Figura 59: Restos de plantas en la facie LNC	113
Figura 60:Capa de facie LNC, en la zona supramareal-intermareal.....	113
Figura 61 - Facies AMCX	114
Figura 62: Canal de marea sobreyaciendo a una planicie de lodo	115
Figura 63 - Facies BC	116
Figura 64- Facies LABW	117
Figura 65 - Facies LABWC	118
Figura 66 - Facies LL	118
Figura 68 - Facies ALI	120
Figura 69 - Facies AFCCA	120
Figura 70 - Facies AFW.....	121
Figura 71 - Facies AFF	122

Figura 72 - Facies AFFC	123
Figura 73 - Facies AFS	124
Figura 74: Barras submareales amalgamadas, con depósitos haciendo onlap...	125
Figura 75 - Facies AAG	126
Figura 76: Foto de perfil del afloramiento	128
Figura 77: Foto mosaico del afloramiento interpretado	129
Figura 78: Diagramas ternarios de procedencia.....	130
Figura 79: Ciclo estratigráfico, y sus componentes	134
Figura 80: Columna estratigráfica, con los componentes identificados en el análisis de lámina delgada.	135
Figura 81: Columna estratigráfica, y valores de porosidad-permeabilidad de las muestras.....	136
Figura 82: Columna estratigráfica, y valores de DRX asociados a las muestras	137
Figura 83: Columna estratigráfica, y ciclos del nivel base	138

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 - Ejemplo de Clasificación de litoacías.....	8
Tabla 2 - Terminología del espesor de las capas.	11
Tabla 3 - Elementos arquitecturales según asociación de facies, geometría y relaciones.....	28
Tabla 4 - Principales litofacies depositadas en ambientes someros siliciclásticos	52
Tabla 5 - Principales tipos de procedencia y características composicionales de las arenas asociadas.	55
Tabla 6 - Asociaciones de minerales densos relacionadas con las rocas de procedencia.....	59
Tabla 7 - Análisis realizados a las muestras de mano	92
Tabla 8 - Resumen de las facies determinadas en este estudio para la Formación Hollín	102

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1: Descripción de muestras de mano, análisis de laminas delgada, análisis de porosidad-permeabilidad, y análisis de DRX.....	157
ANEXO 2: Tabla de datos de láminas delgadas para análisis de proveniencia ..	199
ANEXO 3: Tabla de resultados de las pruebas de Porosidad-Permeabilidad	201
ANEXO 4: Tabla de resultados del Análisis de Difracción de RX.....	203

RESUMEN

Este proyecto se realizó con el objetivo de identificar y caracterizar los ambientes y las facies de la formación Hollín, que es el reservorio de petróleo de mayor importancia en la Cuenca Oriente del Ecuador. El estudio se lo hizo en un afloramiento en la Zona Subandina de la Cuenca Oriente.

Para caracterizar las facies se hizo una descripción macroscópica de muestras de mano, análisis de láminas delgadas, análisis de difracción de rayos X, análisis petrofísicos convencionales, y la interpretación de estructuras a nivel de afloramiento. En el presente proyecto se identificó un total de 17 facies, de tipo conglomerático, arenoso, heterolítico, lodoso, y limolítico. Estas facies están distribuidas a lo largo del afloramiento y en base a sus características y estructuras se las asocio a un ambiente de formación

El intervalo que corresponde a Hollín Inferior se sugiere que se formó en un ambiente fluvial de ríos trenzados, y las facies asociadas a este ambiente son las que presentaron las mejores características de reservorio al ser arenas limpias de grano grueso y poco cementadas. El intervalo de Hollín Superior se lo asoció con un ambiente de planicie costera con influencia de mareas, dentro de la cual se identificaron estructuras de zonas supramareales, intermareales y submareales, las facies asociadas a este ambiente tienen menores rangos de permeabilidad por la presencia de capas y láminas de lodo que disminuyen la calidad de reservorio, por lo que las rocas en este intervalo no tienen muy buenas propiedades de reservorio y varias de las facies se clasifican como rocas tipo sello.

El mejor reservorio dentro del ambiente dominado por mareas corresponde a las barras y canales de marea, que son arenas con limitada extensión.

Palabras clave: Hollín, facies, ambientes sedimentarios

ABSTRACT

This project was performed in order to identify and characterize the environments and facies of the Aptian-Albian Hollin Formation, which is an important in the Oriente Basin of Ecuador. The study was carried out on an outcrop in the Sub-Andean of the Basin.

Facies characterization included a macroscopic description of hand samples, thin sections analysis, X-ray diffraction, conventional petrophysical analysis, and interpretation of structures at the outcrop. In this project a total of 17 lithofacies are identified. These lithofacies are distributed along a ~100 meters thick outcrop section and they were defined based on its lithological characteristics and associated sedimentological structures with a formation environment

The interval corresponding to Lower Hollin Member was formed in a fluvial environment dominated by braided rivers. Lithofacies associated with this environment are those that presented the best reservoir characteristics including clean sands coarse grained, and little cemented. The Hollin Superior interval is associated with a coastal environment, with tidal influence, including supratidal, intertidal and subtidal sub-environments. The lithofacies associated with this tidal dominated environment have lower ranges of permeability by the presence of mud layers that diminish the quality of reservoir rock. Therefore some of this lithofacies have not very good reservoir properties and various facies are classified as type seal rock.

The best reservoir within this tide dominated environment correspond to the tidal bars and tidal channels, although these sands have a limited extension.

Key words: Hollín, facies, sedimentary environments

1 INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

La Cuenca Oriente ecuatoriana representa una de las cuencas sub-andinas más complejas y atractivas desde el punto de vista científico y económico. La misma posee alrededor de 30 mil millones de barriles de petróleo, acumulados en cien campos (Baby et al, 2004).

El sistema Petrolero de la Cuenca Oriente está constituido por los reservorios arenosos de la Formación Hollín y dentro de la Formación Napo las areniscas T, U, y M1. Hollín es el reservorio de mayor importancia del petróleo in situ con el 33%, seguido de U con un 27%, M1 posee el 18%, T un 15%, y el restante 7% se acumula en la Arenisca Tena Basal, Calizas A, Caliza B, y Arenisca M2 (Yuquilema, 2010).

La única manera de saber realmente si hay una zona donde se podría localizar un depósito de hidrocarburos, es mediante la perforación de un pozo petrolífero. La planificación de la perforación de pozos petroleros, es un paso fundamental para el éxito de la perforación.

Un problema que se encuentra al momento de realizar la planificación de perforaciones dentro de la Formación Hollín en la Cuenca Oriente es, ubicar a la geometría que contenga litofacies con mejores características de reservorio; por ejemplo, es diferente tratar de perforar una zona que en su paleogeografía tuvo una zona de playa, de una zona fluvial en donde se tienen canales y barras. Para conocer las litofacies de la formación y sus características se puede hacer uso de testigos de perforación tomados en pozos anteriores, o realizar estudios en afloramientos del reservorio de interés.

La extracción de núcleos de perforación es un procedimiento con un costo muy elevado y tiene información limitada debido a que el diámetro de un núcleo mide de 23/8" a 36/16"(Escalante, 2008) y pocos pies de longitud. Es decir el diámetro de y largo de un núcleo de perforación restringe la observación de estructuras macro y geometrías asociadas a cada litofacies.

El problema que se suscita para ubicar los pozos en las litofacies con mejores características de reservorio, se puede resolver con un estudio y caracterización de las facies observadas en el afloramiento antes mencionado, pues al tener esta columna muestreada y caracterizar detalladamente a cada facie se contribuirá con un referente que distingue las propiedades de la misma; como tamaño de grano, estructuras sedimentarias, textura, porosidad, permeabilidad, mineralogía y composición; asociando cada facie a las geometrías observadas en el afloramiento, y así caracterizar mejor al yacimiento.

Es importante conocer más acerca de los procesos de sedimentación y estratigrafía asociados a la Cuenca Oriente y sobre todo de su reservorio principal Hollín, esta formación incluye entrapamientos de tipo estructural y estratigráfico, estos últimos considerados en la actualidad de mucha relevancia.

Las limitaciones que presentan los núcleos de perforación pueden ser resueltos si se tiene afloramientos que permitan entender de manera más amplia la geología de la secuencia. Es por esto que este proyecto de titulación se realizó un análisis de facies y caracterización de la Formación Hollín, a partir de muestras tomadas en toda la secuencia que afloran en el Proyecto Coca Codo Sinclair. Este se ubica en la vía a Casa de Máquinas dentro del proyecto hidroeléctrico Coca Codo Sinclair, presenta la secuencia completa de la formación Hollín, permite observar y caracterizar las diferentes litologías y geometrías de esta formación en un afloramiento en donde se presenta desde el contacto a la base con la formación Misahuallí hasta el tope de la Formación Napo.

Con el presente estudio se logrará definir y caracterizar de manera detallada los diferentes tipos de facies y su relación genética con los diversos tipos de ambientes sedimentarios de la formación Hollín. Esta información permitirá distinguir las facies con mejores características de reservorio.

Tener un referente de las características de cada litofacie contribuirá a conocer mejor la morfología asociada a cada tipo de facie, porque se puede entender mejor el yacimiento y considerar estos factores al momento de planificar perforaciones.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

- Contribuir con un referente de las características de cada facie de la Formación Hollín, mediante la identificación y caracterización de las facies reservorio y sello de la misma, en un afloramiento en la Zona Subandina; para que pueda ser utilizado en futuros proyectos de investigación o caracterización de reservorios en sistemas análogos a la Formación Hollín

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar y estudiar las facies presentes en la secuencia de un afloramiento dentro del proyecto Coca Codo Sinclair, mediante la identificación de estructuras sedimentarias y procesos asociados.
- Reconocer e identificar las características macroscópicas de cada facie presente en el afloramiento, mediante el análisis y estudio petrográfico de muestras de mano tomadas de la Formación Hollín en el sitio.
- Estudiar e identificar la mineralogía, y características microscópicas en cada facie por medio del estudio de láminas delgadas.
- Asociar cada facie a un ambiente tectónico con la elaboración de diagramas QFL (Cuarzo-Feldespato-Lítico).
- Caracterizar petrofísicamente a cada facie realizando pruebas de permeabilidad, y porosidad, mediante pruebas de laboratorio.
- Conocer detalladamente la mineralogía de cada facie utilizando como herramienta la difracción de rayos X.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO

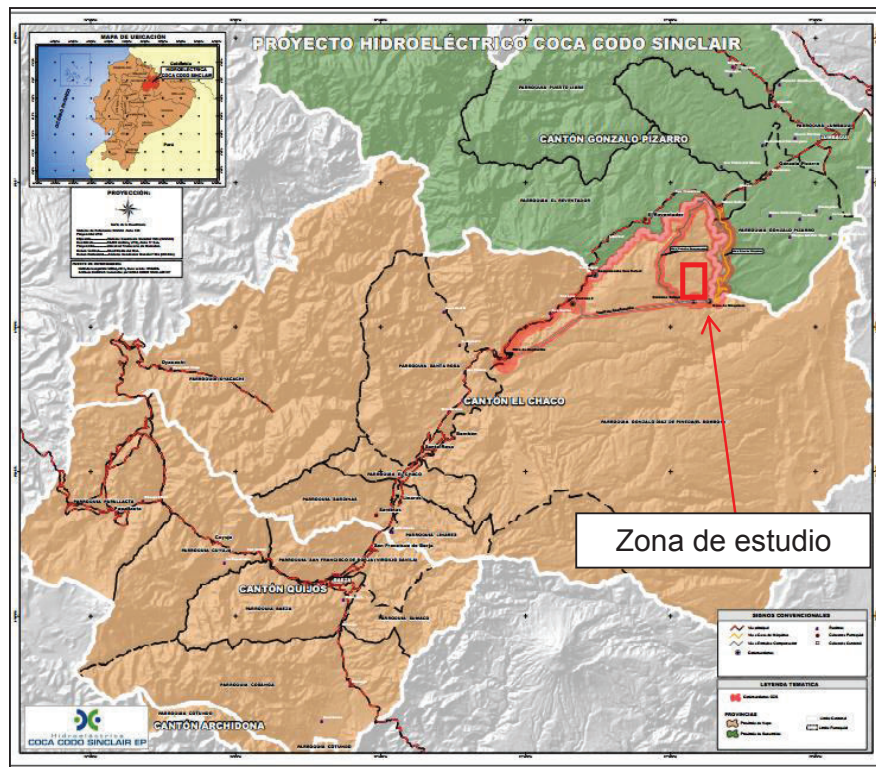


Figura 1 - Mapa de ubicación del Proyecto Coca Codo Sinclair.
(<http://www.cocacodosinclair.gob.ec/sitio-de-desarrollo-del-proyecto>).

El estudio del afloramiento se desarrollará en el proyecto Coca-Codo Sinclair, en las provincias de Napo y Sucumbíos, cantones El Chaco y Gonzalo Pizarro. El Proyecto Coca-Codo Sinclair está ubicado en la parte nororiental de la vertiente este de la Cordillera Real, y está delimitada al norte por el río Dué y el volcán El Reventador, al sur por los cerros Pan de Azúcar y Cerro Negro; al este por la cordillera Huagraurco y, al Oeste por la Cordillera Real. El estudio concretamente se realizará en el área comprendida entre las coordenadas 227859E / 9986248N y 227963E / 9986777N (recuadro en rojo **Figura 1**); es de fácil acceso ya que está sobre el camino que lleva a casa de máquinas.

1.4 METODOLOGÍA

La recolección de información se realizará aplicando métodos como la *Observación científica*, que consiste en el uso sistemático de nuestros sentidos orientados a la captación de la realidad que queremos estudiar.

Para desarrollar el estudio petrográfico se utilizara:

- *Método Macroscópico*: Este método hace uso de la observación y algunas herramientas como lupa, martillo, lápices de dureza equivalente, navaja de bolsillo y ácido clorhídrico al 10%. Mediante este método se describe, textura, fábrica, color, brillo, tipos de minerales, otras propiedades (Griem y Klee 2003), asociándose el tipo de roca con ambiente de depósito y procesos.
- *Método Microscópico*: La microscopia es el método que sigue después del reconocimiento macroscópico. dentro de la cual se utilizará el análisis de lámina delgada, que es una lámina fina de la muestra (25 micrones) pegada encima de un portaobjeto, y permite una observación detallada del contenido en minerales de la roca. Con ayuda de la amplificación y de las propiedades ópticas de los minerales se puede reconocer casi todos los minerales claros. Además permite un análisis de la paragénesis, de la estructura y de la micro textura de la muestra (Griem y Klee 2003).
- *Método de análisis químico*: En esta fase del estudio se utilizó difracción de rayos X para obtener un listado de contenidos en minerales de la muestra. Se puede detectar con este método todos los minerales con estructura cristalina. Especialmente se aplica la difracción para minerales arcillosos (Griem y Klee 2003).
- *Análisis Petrofísicos*: Para los análisis petrofísicos se realizara medidas de porosidad y permeabilidad para las cuales se utilizarán las siguientes metodologías:

Para la medir el volumen poroso efectivo de la roca se utilizó el *Método del porosímetro de Helio*, su funcionamiento está basado en la ley de Boyle, donde un volumen conocido de helio es presurizado y expandido, luego de la expansión la presión de equilibrio restante estará dada por la magnitud del volumen desconocido, que es el volumen poroso de la muestra. (Arcos J et al.,2010)

La permeabilidad fue medida con el *Método del Permeámetro de carga constante*, que es el método más simple para determinar el coeficiente de

permeabilidad, con una muestra confinada en un tubo, se somete a una carga hidráulica y el agua fluye a través de la muestra, midiéndose la cantidad (en cm^3) que pasa en un tiempo t . (Soto G., 2009)

2 MARCO TEÓRICO

2.1 FACIES SEDIMENTARIAS

2.1.1 DEFINICIÓN DE LITOFACIES

El significado de la palabra *facie* en Geología, ha sido utilizado en forma ambigua para confundirlo con el término litofacie.

Pero en general, dentro de la sedimentología, la palabra *facie* se refiere a la suma de las características de una unidad sedimentaria dentro un cuerpo rocoso (Middleton 1973), estas características incluyen propiedades tanto geométricas: espesor, geometría de los estratos y propiedades direccionales; como petrológicas: litología, color, textura, estructuras sedimentarias, fósiles, etc.

Los términos litofacie, biofacie e icnofacie, se encargan de desarrollar de una forma más descriptiva y enfática cada una de las características de la roca.

La litofacie trata de las características litológicas como: composición, tamaño de grano, estructuras sedimentarias y geometría de la capa, y representan algún rasgo de procesos físicos o químicos que actuaron en el tiempo y dieron origen a un evento depositacional individual (Arche, 2010).

Las biofacies e icnofacies proporcionan información acerca de la paleoecología durante y después de la depositación. Con el conocimiento de las condiciones físicas, química y ecológicas es posible reconstruir el ambiente en el que se depositaron los sedimentos (Arche, 2010).

Para describir diferentes litofacies, se usa de un sistema de códigos identificatorios de las distintas facies que pueden existir en los sistemas sedimentarios (ej. Miall, 1996, Tabla 1).

2.1.2 ANÁLISIS Y CLASIFICACIÓN DE FACIES: ASOCIACIÓN DE FACIES

Las facies pueden ser agrupadas ya que representan varios tipos de eventos que frecuentemente ocurren juntos en el mismo ambiente de depósito. Las facies se asocian para reconstruir los procesos depositacionales específicos y llegar a

definir el ambiente. El término *asociación de facies* fue definido por Potter (1959) “como una colección de atributos sedimentarios asociados por tener algo en común, incluyendo geometría, continuidad y forma de las unidades litológicas, tipo de rocas, estructuras sedimentarias y fauna”.

Entonces una asociación de Facies es definida como un grupo de facies genéticamente relacionadas, y que tienen algún significado ambiental (Arche, 2010).

Tabla 1 - Ejemplo de Clasificación de litoacies.

Código de litofacie	Litofacies	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
Gmm	Gravas masivas matriz soportada	Gradación	Flujos de escombros plásticos
Gmg	Gravas matriz soportada	Gradación normal a inversa	Flujos de escombros pseudoplásticos
Gci	Gravas clasto soportado	Gradación inversa	Flujos de escombros ricos en clastos
Gcm	Gravas masivas, clasto soportada	-----	Flujos de escombros pseudoplásticos
Gh	Gravas, clasto soportado	Capas horizontales imbricación	Formas longitudinales
Gt	Gravas estratificadas	Estratificación de capas cruzadas	Relleno de canales menores
Gp	Gravas estratificadas	Capas cruzadas planas	Formas transversales
St	Arena fina a gruesa	Estratificación cruzada	Dunas de crestas sinuosas y linguoides (3-D)
Sp	Arena fina a gruesa	Capas cruzadas planas	Formas transversales o linguoides (dunas 2-D)
Sr	Arena muy fina a gruesa	Ondulitas laminación cruzada	Ondulitas (Regímenes de flujos bajos)
Sh	Arena muy fina a gruesa	Laminación horizontal	Flujos de capas planas (Flujo crítico)
Sl	Arena muy fina a gruesa	Bajo ángulo en capas cruzadas (<15°)	Relleno de canales
Ss	Arena fina a muy gruesa	Depresiones someras	Relleno de canal
Sm	Arena fina a gruesa	Masiva	Depósitos de sedimentos de flujos de gravedad
Fl	Arena, limo , lodo	Laminación fina, ondulitas pequeñas	Depósitos de canales abandonados, planicie de inundación
Fsm	Limo, lodo	Masivo	Depósitos de canales abandonados
Fm	Limo, lodo	Masivo, grietas de desecación	Canales abandonados
Fr	Limo, lodo	Masivo, raíces, bioturbación	Depósitos de planicie de inundación
C	Carbón	Plantas	Depósitos de pantano
P	Paleosuelo, carbonato (calcita, siderita)	Rasgos pedogénicos	Suelo con precipitación química

Modificado de Miall (1996).

2.1.2.1 Criterios de asociación de facies

Para asociar a las facies Miall (1991) propone los siguientes criterios:

- Ley de Walther (regla de la sucesión de Facies).
- Técnica de la cadena de Markov (análisis de ciclicidad).
- Métodos estadísticos (métodos de análisis de cluster).
- Método de análisis de elementos arquitecturales (límites de superficie, órdenes de magnitud, hidrodinámica de las estructuras sedimentarias).
- Sucesión de Facies (definidas cuando una o más de sus características cambian progresivamente en una dirección específica, vertical o lateralmente).
- Secuencias estratigráficas (límites de discontinuidades, cambios en el nivel del mar).

2.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Una estructura sedimentaria se define como una disposición geométrica de elementos que constituyen un sedimento; esta disposición se forma como consecuencia de la interacción de agentes geológicos y procesos físicos del medio, aunque también intervienen agentes de tipo químico y biológico.

Las estructuras sedimentarias pueden ser usadas para deducir los procesos y las condiciones de deposición. Es conveniente reconocer las categorías dentro de las estructuras sedimentarias: erosional, deposicional, postdeposicional, diagénética, y biogénica

2.2.1 ESTRUCTURAS EROSIONALES

Las estructuras pre-sedimentarias erosivas se forman en el basamento antes de que se depositen los sedimentos. Se muestran mejor los moldes en la capa superior que las estructuras en sí mismas. Además, brindan información sobre la dirección y el sentido de las corrientes que las originaron (Arche, 2010).

2.2.1.1 Canales

Son estructuras de mayor escala, que va de metros a kilómetros de diámetro; son generalmente los sitios de transporte de sedimentos para períodos relativamente largos de tiempo. Muchos canales son cóncavos en sección transversal y sus rellenos pueden formar cuerpos alargados. Están rellenos por material grueso, y generalmente existe una capa conglomerática a la base, areniscas con estratificación cruzada rellenan muchos canales. Los sedimentos dentro de los canales pueden hacer *onlap* en los lados del canal. Los sedimentos que lo rellenan muestran secuencias granodecrecientes, o facies de fluvial a estuarina a marina, como en los valles incisos que gradualmente se van rellorando con un relativo aumento del mar. Los canales están presentes en varios tipos de ambientes incluyendo fluvial, deltaico, submareal-intermareal, y de abanicos submarinos (Tucker, 2003).

2.2.2 ESTRUCTURAS DEPOSITACIONALES

Las estructuras depositacionales o sin-sedimentarias se forman cuando un sedimento granular se ve sometido a una corriente de velocidad ascendente, y desarrolla configuraciones externas que se reflejan en una estructura interna con una secuencia regular. La aparición o desaparición de cada tipo no está ligada a una velocidad única, sino que depende de la granulometría del sedimento y de la profundidad del agua. Estas estructuras dan información sobre la velocidad de la corriente que las originó, pero poca sobre el medio en que se formaron. Las estructuras depositacionales ocurren en la superficie superior de las capas y dentro de ellas (Arche 2010).

2.2.2.1 Estratificación y laminación

La estratificación es la propiedad que tienen las rocas sedimentarias de disponerse en capas o estratos, uno sobre otros en una secuencia vertical. La estratificación tiene un espesor mayor a 1 cm, mientras que la laminación es de

un espesor menor a 1cm (Tabla 2). La estratificación se compone de estratos y la laminación se compone de láminas (Tucker, 2003).

Tabla 2 - Terminología del espesor de las capas.

Espesor	Tipo
> 1m	Estratificación muy gruesa
0.3m -1m	Estratificación gruesa
0.1m-0.3m	Estratificación media
0.1m-30mm	Estratificación fina
10mm-30mm	Estratificación muy fina
3mm-10mm	Laminación gruesa
>3mm	Laminación fina

Modificado de Tucker (2003).

La estratificación se produce por cambios en el patrón de sedimentación, que puede ser definido por cambios en el tamaño de grano del sedimento, el color o su composición. Las superficies de estratificación suelen ser suaves, onduladas, rizadas, suturadas, etc. (Figura 3) (Tucker, 2003). Es importante considerar el espesor de las capas, en algunos sedimentos de corriente como las turbiditas y las tempestitas, disminuye en la dirección en que la corriente se reduce. En la sucesión vertical, puede existir aumento o disminución en el espesor de la capa, reflejando un cambio gradual en uno de los factores que controlan la depositación, como el cambio de distancia con el área fuente, o un cambio en el suministro de sedimentos (Tucker, 2003).

La estratificación plana en areniscas y calizas se puede formar a través de la deposición de fuertes corrientes, y la laminación proviene de corrientes más débiles. La laminación en rocas de material muy fino se forma por suspensión y corrientes turbidíficas de baja densidad, y por precipitación mineral (Tucker, 2003).

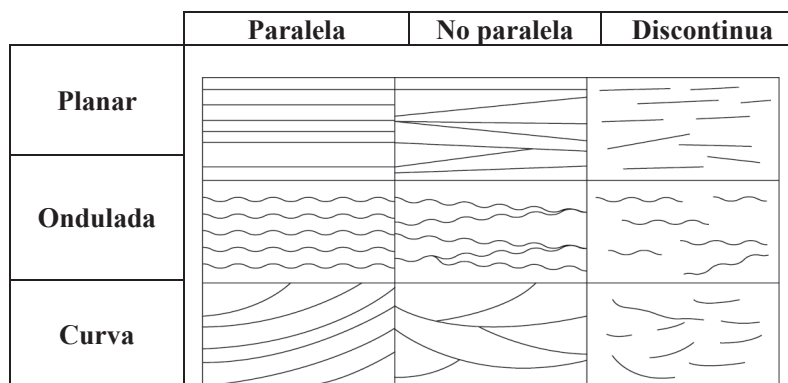


Figura 2 - Diferentes tipos de estratificación o laminación.

(Tomado de Tucker, 2003).

2.2.2.2 Ripples, dunas y sand waves

Son estructuras desarrolladas principalmente en sedimentos de tamaño arena, limo, calizas, chert, yeso y rocas ferruginosas. Los *ripples* son muy comunes y ocurren en la cara superior de los estratos, pero las estructuras más grandes como las dunas y las ondas de arena, raramente son preservadas (Tucker, 2003).

Los *ripples de mareas* se forman por la acción de las olas en sedimentos no cohesivos, especialmente en sedimentos de tipo limo a arena gruesa, y típicamente son simétricas (relación L/H mayor, Figura 4); las variedades asimétricas ocurren cuando una dirección de la ola es más fuerte que la otra. La longitud de la onda está controlada por el tamaño del sedimento y la profundidad del agua. Los ripples más grandes ocurren en sedimentos más gruesos y aguas más profundas. La forma de los *ripples* puede ser modificada; si, por ejemplo, cambia la dirección del movimiento del agua, un segundo set de *ripples* se puede desarrollar produciendo *ripples de interferencia*; los ripples modificados y de interferencia son típicos de los depósitos de mareas (Tucker, 2003).

Los *ripples de corriente* se producen por corrientes unidireccionales, por lo que son asimétricos. Por lo general no se forman en sedimentos más gruesos que 0.6 mm (arena fina, baja relación L/H, Figura 4). Se desarrollan casi en cualquier tipo de ambiente como: río, delta, plataforma marina, y mar profundo (Tucker, 2003).

Las *dunas sub-acuosas (megaripples)*, y *barras (sand-waves)* son estructuras de gran escala y de forma similar a los *ripples*, raramente se preservan intactas. La estratificación cruzada producida por su migración es una estructura muy común. Su tamaño es desde pocos metros hasta más de 10 m en longitud y hasta 0,5 m de altura. Los *sand-waves* son más grandes que las dunas, llegando a tener cientos de metros en longitud de onda, y varios metros en altura; se los puede ver en grandes ríos formándose con bajas velocidades de flujo y profundidades más superficiales que las dunas (Tucker, 2003).

Las *dunas* producidas por acción del viento raramente son preservadas, pero la estratificación cruzada producida por sus migraciones es una característica de antiguas areniscas desérticas.

		Índice ripple= L/H
Ripples de viento	L = 2.5 -25 cm H :0.5-1 cm	10-70
Ripples de marea	L = 0.9 -200 cm H :0.3-25 cm	4-13 hasta 6-7
Ripples de corriente	L = < 60 cm H : < 6 cm	>5 hasta 8-15

Figura 3 - Rangos de longitud de onda (L), altura de la onda (H), e índice ripple para los diferentes tipos de ripples.
(Modificado de Tucker, 2003).

2.2.2.3 Estratificación cruzada

Es una estructura sedimentaria interna y consiste en una estratificación orientada en un ángulo con respecto a la dirección de la estratificación principal. Se forma como resultado de una deposición durante la migración de *ripples*, dunas y *sand-waves*. La estratificación cruzada en sedimentos tamaño arena puede formarse también cuando se rellenan depresiones durante el crecimiento de pequeños deltas (dentro de lagos y lagunas), en el desarrollo de antidunas y hummocks, la migración lateral de barras de punto en un canal, y la depositación de material en una playa. A gran escala la estratificación cruzada es típica de areniscas eólicas. También se puede formar en conglomerados en ambientes de ríos entrenzados. Es muy útil en interpretaciones sedimentológicas, incluyendo el análisis de paleocorrientes.

La forma de la estratificación cruzada refleja la forma de la pendiente y depende de las características del flujo, la profundidad del agua, y el tamaño del sedimento (Tucker, 2003).

Las arenas depositadas en playas con una actividad de olas de moderada a alta están caracterizadas por tener una estratificación cruzada de alto ángulo acomodada dentro de sets truncados. El ángulo de la estratificación es típico en las zonas de offshore (Tucker, 2003).

Comparada con la estratificación cruzada de origen sub-acuoso, la estratificación cruzada que se produce por acción del viento generalmente forma sets que presentan mayor espesor y las capas presentan mayores ángulos de buzamiento que llegan hasta 30°; en contraste la estratificación cruzada subacuática tiene capas con un espesor menor a 2 m y los ángulos de buzamiento son menores a

25°. En los sets de tipo eólico es común encontrar mayores superficies horizontales de erosión. Las arenas eólicas consisten típicamente de areniscas cuarzosas de grano medio bien sorteadas y redondeadas, y con ausencia de mica (Tucker, 2003).

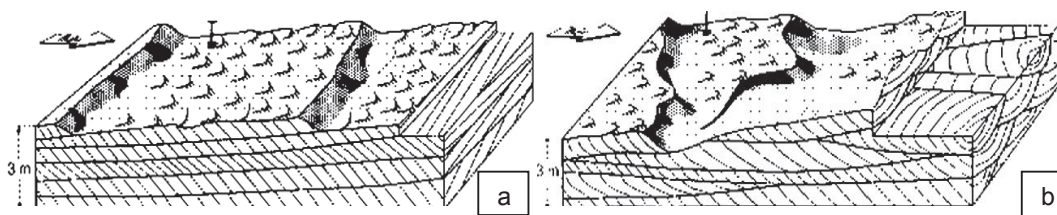


Figura 4 - Estratificación cruzada: a) Planar b) En surco

Tomado de :<http://community.fortunecity.ws/campus/chemistry/195/ense/estrati/index.htm>

2.2.2.4 Estratificación flaser, lenticular y ondulada

Cambios en el aporte de sedimentos producen mezclas entre arena y lodo. Si el contenido de arena es mayor al de lodo se forma estratificación flaser. Si el contenido de arena es igual al contenido de lodo se forma una estratificación ondulada. Y, si el contenido de lodo es mayor al contenido de arena se produce estratificación lenticular (Figura 5).

Estos tipos de estructuras están asociados a ambientes como deltas y planicies costeras, donde se tienen fluctuaciones en, el suministro de sedimentos, o el nivel de actividad de la corriente. Las intercalaciones finas de areniscas con lodolitas son con frecuencia referidas como *facies heterolíticas* (Tucker, 2003).

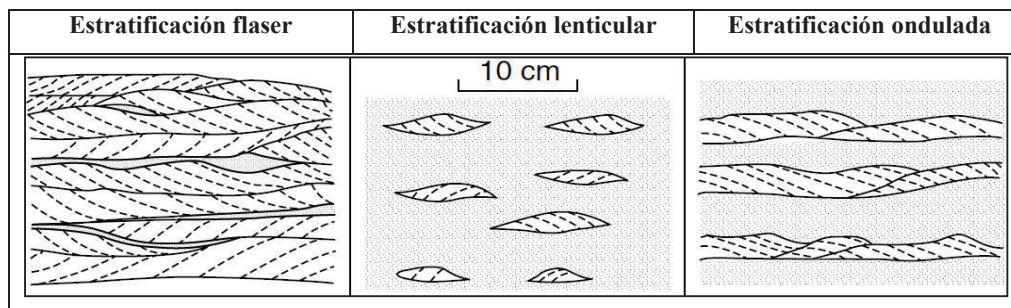


Figura 5 - Tres tipos de estructuras internas en los ripples formados por olas.
(Modificado de Tucker, 2003).

2.2.2.5 Gradación

Esta estructura presenta un cambio en el tamaño de grano desde la base hacia el tope del depósito. Lo más común es la *gradación normal*, en la cual las partículas más gruesas se encuentran en la base gradando a sedimentos finos en el tope; la *gradación inversa* es menos común y consiste de granos finos a la base que van gradando a sedimento más gruesos en el tope (Figura 6).

La gradación normal resulta por la depositación de flujos decrecientes, donde las partículas más gruesas (más pesadas) se depositan primero y luego las partículas más finas.

La gradación es una estructura típica de corrientes turbidíticas y depósitos de corrientes de tormentas. Una gradación compuesta es usualmente resultado de pulsos en la corriente.

La *gradación inversa* puede formarse por un incremento en la fuerza del flujo durante la sedimentación; también es común por la dispersión de granos, efectos de flotabilidad, y la depositación en las playas con el movimiento de corriente y contracorriente. La gradación inversa puede ocurrir en la parte baja de sedimentos de gravedad como depósitos de avalancha (Tucker, 2003).

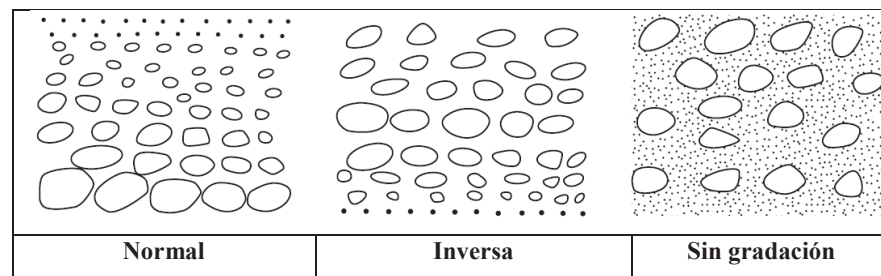


Figura 6 - Diferentes tipos de gradación.
(Modificado de Tucker ,2003).

2.2.2.6 Depósitos masivos

Las capas masivas aparentemente no tienen estructura interna, pero primero es necesario asegurarse de que realmente es este el caso, y no que se deba simplemente a superficies meteorizadas o a capas que tienen un tamaño de grano uniforme.

La ausencia de estructuras internas en ciertas capas puede deberse a que se generó sin formarlas, o, porque fueron borradas por procesos como bioturbación, recristalización, dolomitización, y deshidratación.

En general las capas masivas, con ausencia de estructuras internas se forman durante procesos de rápida depositación; los depósitos masivos son característicos de algunas corrientes turbidíticas, o depósitos de avalanchas, y ocurre en algunas areniscas fluviales (Tucker, 2003).

2.2.2.7 Grietas de desecación y estructuras poligonales

Este tipo de estructuras se presentan en sedimentos de tamaño fino especialmente lodolitas, y arcillolitas. Varias estructuras de desecación definen un patrón poligonal en la superficie de las capas, los polígonos pueden variar en tamaño de milímetros a metros.

Los sedimentos también se agrietan subacuáticamente, los *syneresis cracks* se forman por la deshidratación de sedimentos ocasionada por cambios en salinidad o efectos osmóticos.

Las grietas de desecación y *syneresis* están rellenas por sedimentos gruesos (Figura 7), y pueden ser deformadas y plegadas por compactación. Las grietas de desecación indican una exposición subaérea y son comunes en sedimentos marinos, lacustres, y llanuras de inundación. Las grietas *syneresis* mayormente ocurren zonas submareales poco profundas y en depósitos lacustres (Tucker, 2003).

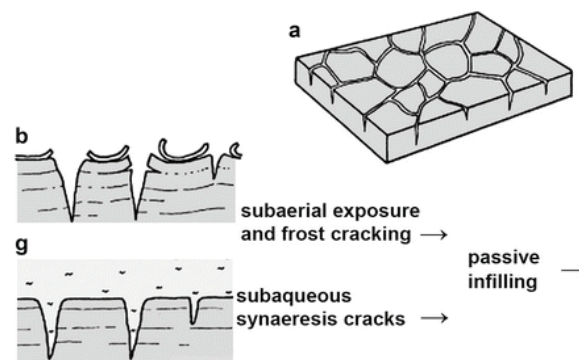


Figura 7- Grietas de desecación y syneresis cracks. a) Vista en planta, b) Grietas de desecación, c) Syneresis cracks

2.2.3 ESTRUCTURAS POST-DEPOSITACIONALES

Una variedad de estructuras se forman luego de la depositación. Procesos post-depositacionales y químicos producen estilolitos, nódulos y juntas de disolución (Tucker, 2003).

2.2.3.1 Slumps, slides y megabrechas

Una vez depositado, ya sea cerca o sobre una pendiente, una masa de sedimentos puede ser transportada pendiente abajo; entonces se produce una pequeña deformación de la masa de sedimento; en el caso de ser calizas la masa transportada se refiere como un *slide* (Tucker, 2003).

Megabrecha es un término usado para un depósito de bloques grandes. Cuando una masa de sedimento se deforma internamente durante un movimiento pendiente abajo, el término más apropiado es *slump*, que típicamente muestra plegamiento, los pliegues pueden ser recumbentes, anticlinales o sinclinales asimétricos. Se dan a toda escala, y los ejes de los pliegues están orientados en la dirección de la pendiente (Tucker, 2003).

2.2.3.2 Estructuras biogénicas

Varias estructuras se forman en los sedimentos por la actividad de animales y plantas. La textura producida por la actividad biogénica se conoce como *icnofábrica*.

La estructura conocida como *burrows (madrigueras)* es comúnmente hecha por crustáceos, anélidos, bivalvos, y equinoideos. Estructuras similares a los burrows pueden ser producidas por raíces de plantas.

La *bioturbación* se refiere a la interrupción de actividad por organismos y plantas. Las trazas de fósiles son considerados en términos de su modo de formación entre los que se tiene: trazas de locomoción, trazas de descanso y madrigueras de alimentación (Tucker, 2003).

2.3 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La estratigrafía secuencial establece las relaciones entre la sedimentología, el análisis de las cuencas y los diferentes tipos de análisis estratigráficos convencionales (Marocco, 2009). Para Galloway (1989), la estratigrafía secuencial es el análisis de los conjuntos de sedimentación cíclicos presentes en las sucesiones estratigráficas, y su respuesta a las fluctuaciones del aporte sedimentario y del espacio disponible para la sedimentación (Marocco, 2009).

2.3.1 CAMBIOS DEL NIVEL DE BASE TRANSGRESIONES Y REGRESIONES

Para ciertos autores el nivel de base, es el punto del continente interceptado por el mar (o sea la línea de costa); para otros, es una superficie de equilibrio entre la erosión y la sedimentación (Marocco, 2009).

2.3.1.1 Fluctuaciones del nivel de base

El concepto de espacio disponible para la sedimentación, definido por Jervey (1988), es uno de los conceptos de base de la estratigrafía secuencial. Este espacio se crea o se destruye con las fluctuaciones del nivel de base. La cantidad del espacio disponible depende, de la sedimentación, y las fluctuaciones del nivel de base, que son independientes de la acumulación sedimentaria. Las fluctuaciones del nivel base reflejan modificaciones de factores de control como: eustatismo, tectónica, clima, diagenéticos, compactación de los sedimentos, energía de las olas (Marocco, 2009).

2.3.1.2 Transgresiones y regresiones:

2.3.2.1.1 Transgresión

Es la migración hacia el continente de la línea de costa que provoca un movimiento de las facies hacia el continente (retrogradación), y una profundización del mar en la proximidad de la línea de costa (Marocco, 2009).

2.3.2.1.2 Regresión

Se traduce en una migración de la línea de costa hacia el mar y, la migración de las facies hacia el mar. La progradación es el patrón característico de la regresión (Marocco, 2009).

Las regresiones forzadas se producen durante los períodos de baja del nivel de base, cuando la línea de costa tiene que regresar cualquier que sea el aporte sedimentario, esto provoca un proceso de erosión en el dominio continental como en las zonas de poca profundidad del mar adyacente a la línea de costa. La erosión fluvial acompaña una progradación en offlap de los depósitos marinos someros (Marocco, 2009).

Las regresiones normales se producen en las etapas tempranas y tardías de subida de nivel de base, cuando la tasa de sedimentación sobrepasa la débil tasa de subida del nivel de base, en este caso el espacio disponible creado es completamente contrarrestado por la acumulación sedimentaria, y el patrón de acumulación de sedimentos es, a la vez, una agradación vertical y una progradación de las facies hacia las zonas distales (Marocco, 2009). La figura 9 ilustra los dos tipos de regresiones.

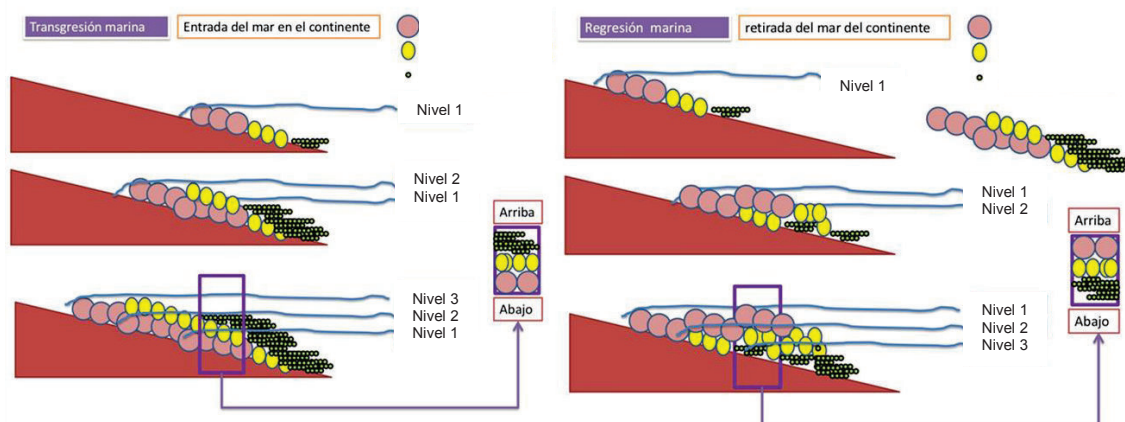


Figura 8- Etapas de transgresión y regresión.

Tomado de: <http://es.slideshare.net/pedrohp19/cortes-geologicosteoria>

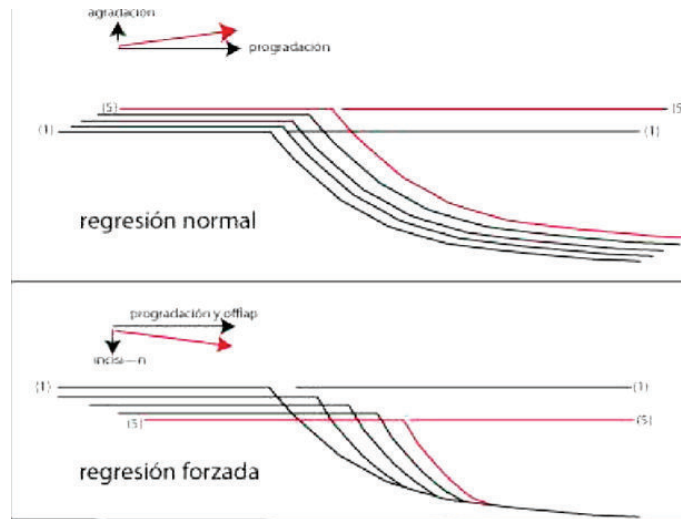


Figura 9: Normal= agradación + progradación. Forzada: progradación + erosión
(Tomado de: Marocco, 2009)

2.3.2 LAS TERMINACIONES ESTRATALES EN ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Las terminaciones estratales se definen por las relaciones geométricas entre los estratos y las superficies estratigráficas contra las cuales se terminan (figura 9). Los principales tipos de terminaciones estratales son los truncamientos, los toplaps, los onlaps, los downlaps y los offlaps.

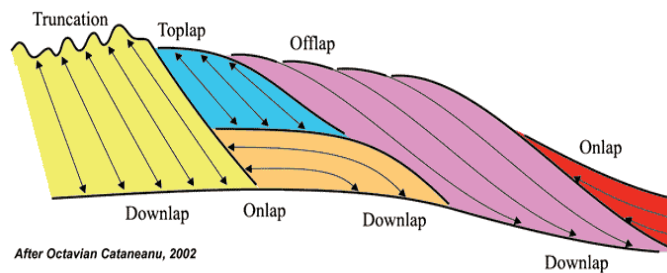


Figura 9- Los principales tipos de terminaciones estratales. Notar que los basculamientos tectónicos pueden causar confusiones entre downlap y onlap.
(Tomado de Catuneanu, 2002)

2.3.2.1 Truncamiento

Terminación estratal contra una superficie de erosión supra yacente. El truncamiento implica el desarrollo de un relieve de erosión, o el desarrollo de una discordancia angular.

2.3.2.2 Toplap

Terminación de capas inclinadas (clinoformas) contra una superficie supra yacente de bajo ángulo, es el resultado de un no-depósito con erosión. La superficie del toplap representa el límite proximal de la unidad sedimentaria.

2.3.2.3 Onlap

Terminación de estratos de bajo ángulo contra una superficie de mayor pendiente. En una cuenca abierta, el onlap caracteriza las zonas proximales. En una cuenca cerrada (un lago por ejemplo) el onlap se produce tanto en las zonas distales como en las zonas proximales.

2.3.2.4 Downlap

Terminación de estratos inclinados contra una superficie de menor pendiente. Los downlaps son comunes en las bases de las clinoformas de progradación.

2.3.2.5 Offlap

Cada clinoforma deja a descubierto, durante su sedimentación, parte de la clinoforma anterior. Esto se produce durante la caída del nivel de base en las regresiones forzadas.

2.3.3 SYSTEMS TRACTS

Un system tract es una sucesión progresiva de depósitos sedimentarios genéticamente ligados, contemporáneos y limitados por superficies estratigráficas. Se reconocen cuatro systems tracts (figura 10):

2.3.3.1 LOWSTAND SYSTEMS TRACT (LST)

Se constituye durante la etapa precoz de subida del nivel de base, cuando la tasa de subida está compensada por la tasa de sedimentación; estamos en contexto

de regresión normal. El LST (Figura 10) incluye los sedimentos más gruesos, es decir la parte inferior de la serie granodecreciente en ambiente continental, y la parte superior de la serie granocreciente en ambiente marino somero. Tiene como límites: en su base la discontinuidad subaérea o su concordancia correlativa marina, en su tope la superficie de máximo de regresión (Marocco, 2009).

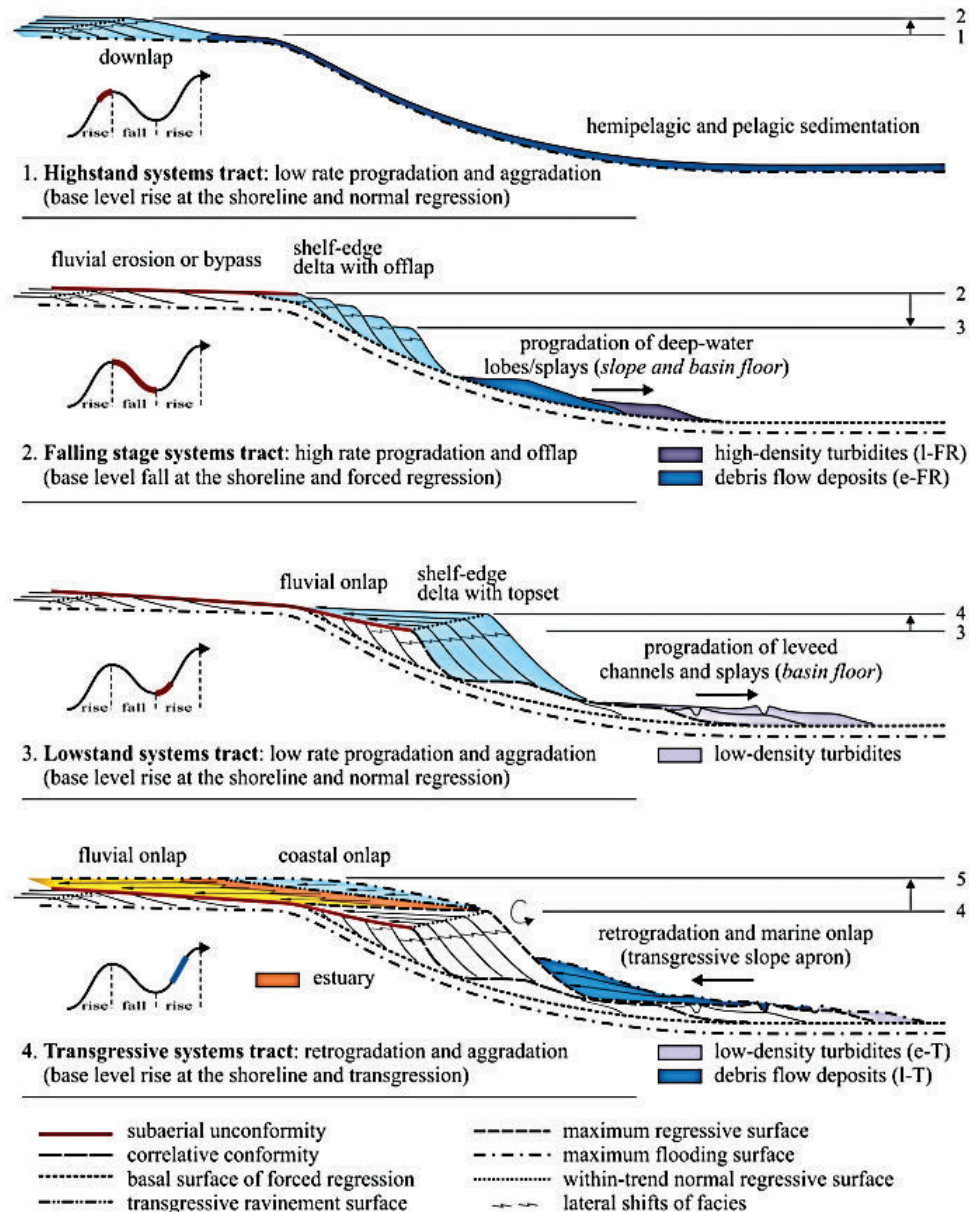


Figura 10- Arquitectura de los diferentes system tracts. E-FR: Comienzo de la Regresión forzada; I-FR: Final de la Regresión forzada tardía; eT: Comienzo de la Transgresión; I-T: Final de la Transgresión.

Tomado de Marocco (2009)

2.4.3.2. Transgressive Systems Tract (TST)

El TST comienza a depositarse cuando la velocidad de subida del nivel de base sobrepasa la tasa de sedimentación. Así que, en su base, este system tract tiene como límite la superficie de máximo de regresión (MRS) y, en su tope, la superficie de máximo de inundación (MFS). El TST se identifica por su patrón de acumulación retrogradante (es decir granodecreciente) tanto en las series marinas como en las continentales. La parte marina del cortejo transgresivo se desarrolla en primer lugar en las zonas de poca profundidad, cerca de la línea de costa. La parte costera del TST está compuesto por depósitos de playa, facies estuarinas y sistemas de islas barreras. La agradación costera se favorece de una fuerte tasa de subida del nivel de base, y de una baja gradiente topográfica. En cambio, una fuerte gradiente topográfica induce una erosión costera en relación con una fuerte energía fluvial.

La parte fluvial del TST muestra influencias mareales, y también una organización vertical granodecreciente debido a la disminución gradual de la gradiente topográfica y de la energía fluvial por la agradación costera. La tasa elevada de subida del nivel de base provoca la retrogradación de las facies en la plataforma donde los sedimentos fluviales anteriores se encuentran entrampados por los sistemas fluviales, costeros o de aguas someras de la etapa transgresiva. La mayor parte de los sedimentos terrígenos está entrampada en el prisma sedimentario transgresivo que va de los ambientes fluviales a los de mar somero. Si el nivel de base tiene una subida rápida durante la transgresión, se produce una inestabilidad hidráulica en el borde de la plataforma continental, generando flujos de lodo en el mar profundo. El tope del conjunto de los sedimentos transgresivos está limitado por la superficie de máxima inundación (Marocco, 2009)

2.4.3.3. Highstand Systems tract (HST)

El HST tiene como límites, en su base la superficie de máximo de inundación y, al tope, una superficie compuesta que incluye la discontinuidad subaérea, la superficie regresiva de erosión marina y la superficie basal de regresión forzada.

El HST (figura 10) representa la etapa tardía de la subida del nivel de base, cuando la tasa de subida del nivel es inferior a la tasa de sedimentación, ocasionando una regresión normal de la línea de costa. En la parte continental del sistema, se produce agradación fluvial con una tasa más importante en la proximidad de la línea de costa provocando una disminución correlativa de la pendiente topográfica. La parte no marina del cortejo de alto nivel registra una disminución de la energía fluvial y, por consiguiente, una organización granodecreciente de las acumulaciones sedimentarias

En su parte marina, el HST se caracteriza por una organización granocreciente en relación con la migración de las facies hacia la cuenca. Las facies son de regresión normal con un patrón levemente progradante y/o agradante, según las variaciones diferenciales de las tasas de sedimentación y de creación de espacio. La parte profunda de la cuenca (plataforma y talud) recibe esencialmente una sedimentación de grano fino pelágica o hemipelágica. Los sedimentos continentales y los de mar somero en la etapa de alto nivel de base tienen poca probabilidad de conservarse debido a la erosión subaérea y marina de la etapa siguiente de caída del nivel de base (Marocco, 2009).

2.4.3.4. Falling Stage Systems Tract (FSST)

El FSST (figura 10) está compuesto por todos los sedimentos que se acumulan en la parte marina de la cuenca durante la caída del nivel de base. En el mismo tiempo, la parte emergida del sistema está sometida a la erosión subaérea, formándose la discontinuidad subaérea. El tipo de sedimentos de FSST que se depositan en un tiempo dado depende de la posición del nivel de base respecto al borde de la plataforma (shelf-break).

Si el nivel de base se encuentra por encima del borde del talud los depósitos del FSST se organizan en offlap y consisten en lóbulos de frente de playa (de shoreface), en macroformas de plataforma continental y en abanicos de talud y de cuenca. En este caso, los límites del FSST son superficies compuestas: al tope discontinuidad subaérea, concordancia correlativa; en la base superficie basal de regresión forzada, las partes más antiguas de la superficie regresiva de erosión marina. Al tope este sistema está limitado por la discontinuidad subaérea y su

concordancia correlativa; en la base el límite es la superficie basal de regresión forzada. La mayor parte de los sedimentos va hacia los abanicos de mar profundo que almacenan gran cantidad de arenas bajo forma de turbiditas arenosas de alta densidad (Marocco, 2009).

2.4.3.5. Regressive System Tract (RST)

El RST es un cuerpo sedimentario compuesto constituido por los systems tracts de Alto nivel (HST), de Caída del nivel de base (FSST) y de Bajo nivel (LST). El cortejo regresivo se usa cuando hay imposibilidad de diferenciar los diferentes cortejos regresivos en los documentos de subsuelo. El RST está limitado, en su base, por la superficie de máximo de inundación y, al tope, por la superficie de máximo de regresión; el RST se caracteriza por un patrón de acumulación progradante, tanto en sus partes continentales como marinas. Representa bajo forma de un diagrama de Wheeler la organización de los depósitos durante un ciclo regresivo-transgresivo en el caso de una sedimentación detrítica. Aparecen los cortejos con las superficies que los limitan, los patrones de acumulación (progradante, retrogradante, agradante) (Marocco, 2009).

2.4 AMBIENTES SEDIMENTARIOS ANÁLOGOS A EL ÁREA DE ESTUDIO

2.4.1 SISTEMA FLUVIAL

Los ríos son sistemas de transferencia que recogen y transportan sedimentos hasta grandes cuencas lacustres o marinas. El aporte de sedimentos a casi todo el resto de sistemas sedimentarios, está controlado por ríos, por eso, el estudio detallado de los sistemas fluviales proporciona información sobre la evolución geológica y geomorfológica de una región.

La clasificación de los sistemas fluviales, tiene dos tendencias. La primera se basa principalmente en la geometría del canal, y mide parámetros físicos para determinar la cualidad del canal: sinuosidad, índice de entrelazamiento, etc. La segunda tendencia tiene en cuenta la geometría de los depósitos fluviales, y,

atiende a las formas de los cuerpos sedimentarios que generan estos sistemas, a su tamaño de grano y a su disposición espacial; es decir, a lo que se ha llamado por algunos autores (ej: Miall, 1985; Friend, 1983) arquitectura fluvial.

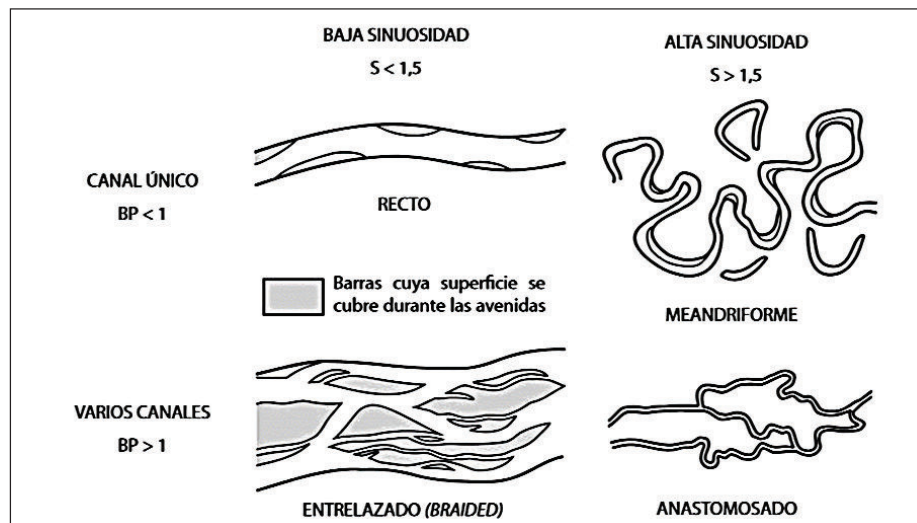


Figura 11 - Principales tipos de ríos según el número de canales, índice de entrelazamiento o braiding y el grado de sinuosidad.
(Modificado de Miall, 1977).

De acuerdo con la morfología del canal los ríos se dividen en cuatro tipos básicos (Cant,1982): Los rectos, en los que no hay barras y son de baja sinuosidad (sinuosidad menor de 1,5). Los meandriformes, con canales sinuosos. Los anastomosados, caracterizados por presentar varios canales que se dividen y juntan a lo largo del río. Y por último, los ríos trenzados con canales de baja sinuosidad y barras en torno a las cuales el flujo se reúne y se bifurca alternativamente. Esta misma clasificación fue propuesta por Miall (1977) (figura 11) y Rust (1978) en base a la utilización de dos parámetros: la sinuosidad y el parámetro de trenzamiento. La sinuosidad, definida como la relación existente entre la longitud del canal y la del valle fluvial. El parámetro de trenzamiento (braiding parameter, BP) define el número de barras o islas dentro de los canales. El segundo tipo de clasificación, que tiene en cuenta la geometría de los depósitos fluviales, es la de Friend (1979, 1983) que establece una clasificación de facies fluviales, teniendo en cuenta el tamaño del grano y el medio de transporte (Figura 12). Esta clasificación es descriptiva y los criterios que se emplean en ella pueden

ser estimados con facilidad cuando se trabaja en el campo en series antiguas. El reconocimiento de canales en los afloramientos de series antiguas depositadas por ríos, es de gran importancia. Un canal se define como una depresión alargada con márgenes concretos, entre los que la corriente del río está restringida durante la mayor parte del año, los depósitos de canal, deben ser macroformas de escala, desde métrica, a kilométrica.

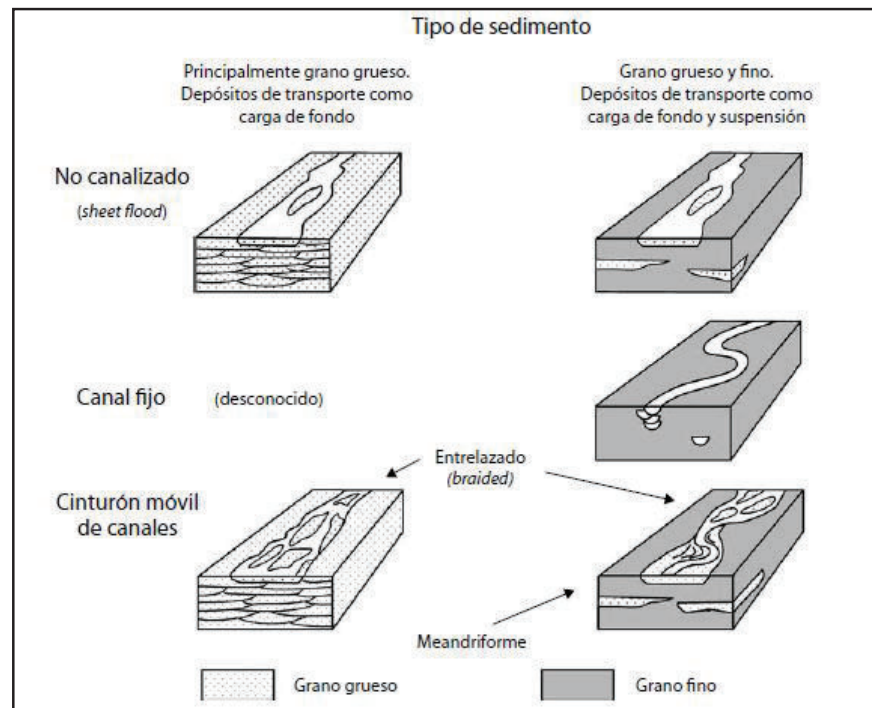

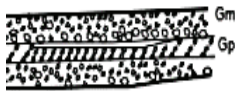



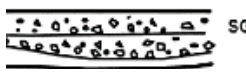
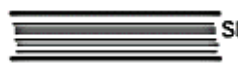




Figura 12 - Diferentes tipos de arquitectura fluvial.
(Tomado de Friend, 1983).

El término arquitectura fluvial se usa para definir la geometría de los cuerpos de conglomerados y arenas, y de sus relaciones espaciales con los sedimentos más finos de llanura de inundación. Según Miall (1985,1996) la arquitectura fluvial de una cuenca se construye con una serie de elementos que se combinan dando distintos tipos de modelos, estos elementos se definen por el tamaño de grano, por su composición, secuencia interna y, sobre todo, por la geometría externa que presentan. Miall (1985) describió nueve elementos básicos que se sintetizan en la tabla 3.

Tabla 3 - Elementos arquitecturales según asociaciones de facies, geometría y relaciones.

Elemento	Símbolo	Asociaciones de Facies	Geometría y relaciones	Dibujo
Canales	CH	Ninguna combinación	Lentes o capas erosiva cóncava altamente variable	
Barras de gravas y bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes generalmente tabulares comúnmente intercalados con SB	
Bedforms arenosos	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se Ss	Lentes, capas aparecen como canales de relleno, barras menores, crevasse splays	
Macroforma acreción río abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes planos, base canalizado superficie interna de erosión de tercer orden, convexo	
Macroforma acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos común Gt, Gp	Capas, lóbulos caracterizados por superficies de tercer orden de acreción lateral	
Sedimentos de flujo de gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gcl, Gcm	Lóbulos, capas intercalados con GB	
Capas de arenas laminadas	LS	Sh, Sl, Menor Sp, Sr	Capas con laminación	
Sedimentos de planicie de inundación	FF	Fm, Fl	Capas comúnmente intercaladas con SB pueden rellenar canales abandonados	
Canales menores	HO	Fm, Fl	Canales menores con relleno asimétrico	

Modificado de Miall (1985)

2.4.1.1 RÍOS ENTRELAZADOS

Los ríos entrelazados o trenzados (braided), se caracterizan por canales amplios y poco profundos se observan múltiples cursos que se bifurcan y reagrupan entorno a barras o islas; estos se definen como cursos de agua de múltiples canales y baja sinuosidad (Rust, 1978 a y b).

Los ríos entrelazados pueden transportar carga de fondo de gravas, de arenas o mixta y muestran una amplia variedad de escalas, desde llanuras de apenas decenas de metros de ancho, hasta decenas de kilómetros.

Los caudales, las altas tasas de transporte de sedimentos y las elevadas pendientes de las áreas por las que discurren, producen flujos con capacidades erosivas elevadas y, por tanto, los sistemas entrelazados son muy dinámicos (Sopeña y Sánchez, 2010).

Tienen tasas de sedimentación altas y en ellos los cambios morfológicos son rápidos en comparación con otros tipos de ríos. El término entrelazado incluye los ríos bien definidos y los sistemas de canales dispersos, tanto en abanicos aluviales, como en llanuras aluviales. Este tipo de depósitos aluviales se acumulan en tres ambientes principales: ríos entrelazados, abanicos aluviales y llanuras aluviales. Los primeros con frecuencia están, confinados por los laterales de un valle y cubren la mayor parte de su fondo durante las etapas de inundación. Los abanicos y las llanuras se extienden sobre áreas amplias y generalmente no confinadas. Los abanicos difieren

de las llanuras en que son formas localizadas, con una morfología delimitada, de forma cónica y centrada en un ápice. Con frecuencia, los abanicos y las llanuras aluviales de tipo entrelazado están relacionados en sentido distal.

Para definir este tipo de ríos, se ha empleado un parámetro conocido como índice de entrelazamiento o índice braiding, establecido en función de las islas o barras dentro del canal (Sopeña y Sánchez, 2010).

A continuación se revisan algunos de los elementos más utilizados en los sistemas entrelazados.

- **Barras:** Son unidades detríticas de geometría y composición variable que separan la corriente de agua de los distintos canales, migran sobre todo durante los momentos de mayor caudal, y acumulan e intercambian sedimento con el flujo del río, han recibido nombres diversos según su morfología y posición dentro del canal: longitudinales, transversales, linguoides, medias, laterales de diversos rangos, etc (Figura 13). Actualmente se tiende a emplear barra simple o unitaria (*single braid bar* o *unit bar*), barra compuesta (*compound bar*), y asociaciones de barras que podrían denominarse ensambladas o múltiples (*bar assemblages* o *multiple bar*) (Sopeña y Sánchez, 2010).

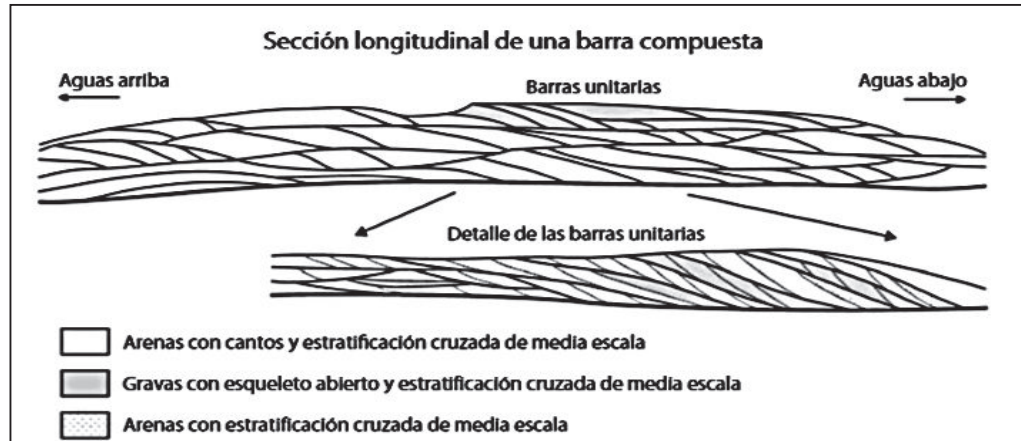


Figura 13 - Esquema simplificado de una barra compuesta donde se observa su organización interna y el detalle de las distintas barras.
(Modificado de Bridge, 1993).

- **Islas:** En general, se considera que las islas están vegetadas y no se cubren por el agua durante las etapas normales de crecida del río. Se diferencian, de las barras, en que éstas se cubren estacionalmente y apenas tienen vegetación sobre la superficie. Sin embargo, el desarrollo de la vegetación está controlado por el tiempo de emersión de la superficie de la barra, por el tipo de sedimento y por la flora disponible para la colonización.

- **Canales:** Son esencialmente segmentos curvos unidos por zonas de convergencia (confluencia) y divergencia (bifurcación), su principal característica distintiva de los canales de los ríos entrelazados es su movilidad. Bridge (2003), resume los elementos más importantes de un sistema de canales que son: el ángulo de confluencia, la orientación relativa, su anchura y profundidad, la velocidad de flujo y el caudal (Figura 14), la existencia de más de dos canales, la profundidad máxima, la anchura y la longitud de la zona erosiva de confluencia y el carácter de los laterales de las barras adyacentes a la zona de convergencia. Los ángulos de convergencia oscilan en un amplio rango entre 15° y 110° y se incrementan con el aumento de la sinuosidad de la zona de unión de los canales (Sopeña y Sánchez, 2010).

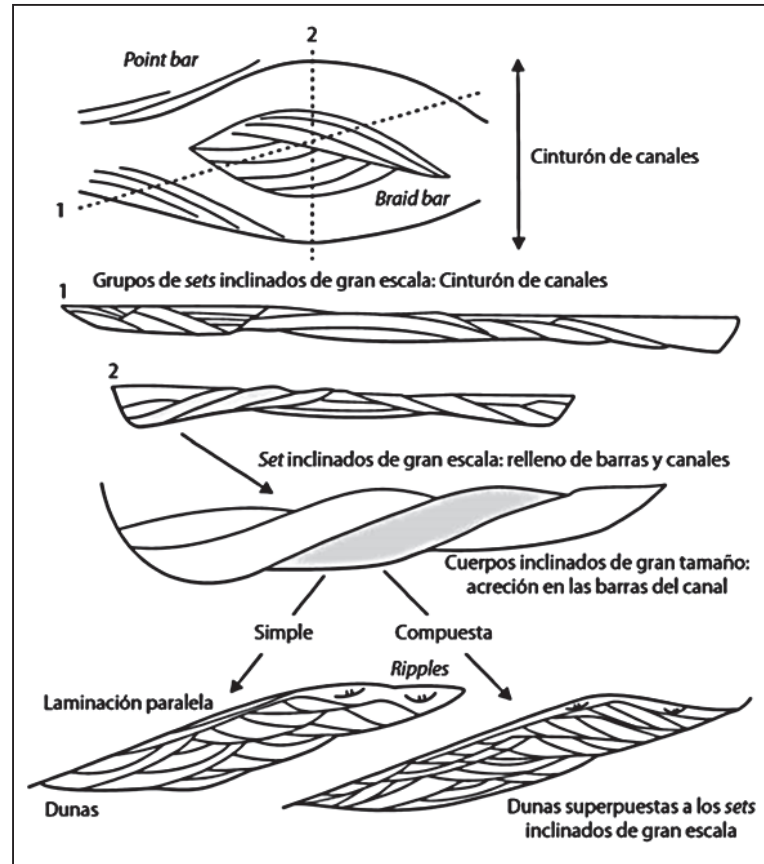


Figura 14 - Distintos tipos de elementos que forman parte de los canales y de las barras de los sistemas entrelazados.
(Modificado de Bridge, 1993)

2.4.2 AMBIENTES COSTEROS DOMINADOS POR MAREAS

La zona de encuentro entre el mar y la tierra está compuesta por una compleja variedad de medios sedimentarios: estuarios, bahías, llanuras intermareales, deltas, marismas, playas, dunas, etc., (Figura 15) que representan algunos de los cambios espaciales más rápidos y drásticos en las condiciones de sedimentación que pueden observarse en la superficie de nuestro planeta (Vilas et al, 2010).

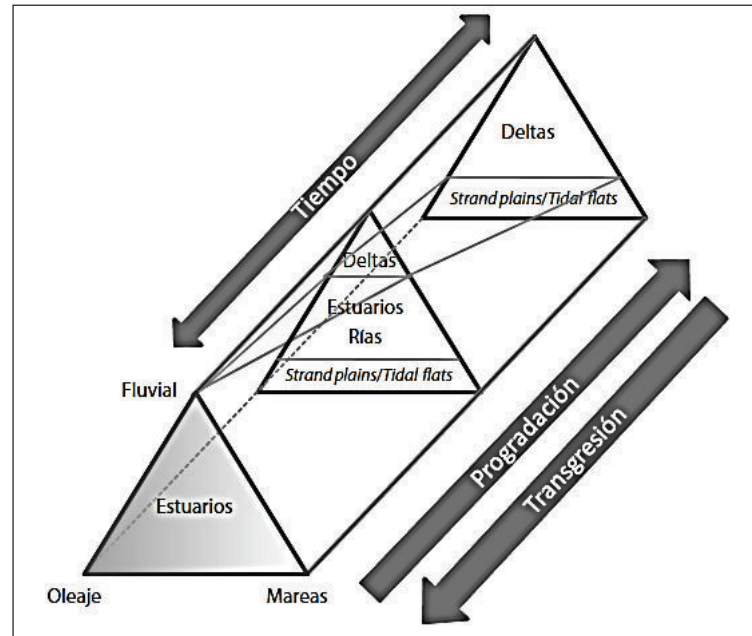


Figura 15- Diagrama prismático triangular en el que se incluyen los principales ambientes sedimentarios de transición
(Tomado de Dalrymple et al., 1992)

2.4.2.1 Estuarios dominados por mareas

La primera definición de estuario basada en criterios sedimentológicos es la propuesta por Dalrymple et al. (1992), que consideran un estuario como la porción hacia el mar de un sistema fluvial inundado que recibe sedimento procedente de áreas fuente fluviales y marinas y que contiene facies sedimentarias influenciadas por las mareas, el oleaje y los procesos fluviales.

La mayoría de los ejemplos actuales de estuarios dominados por las mareas están situados en zonas macromareales (Knight y Dalrymple, 1975; Dalrymple y Choi, 2007). Sin embargo, algunos se encuentran en zonas mesomareales con débil energía del oleaje.

Estos estuarios tienen forma de embudo en planta, que provoca la aceleración de las corrientes de marea aguas arriba (estuario hipsincrónico), hasta el punto donde la fricción con el fondo y los márgenes compensa dicha energía (Figura 16).

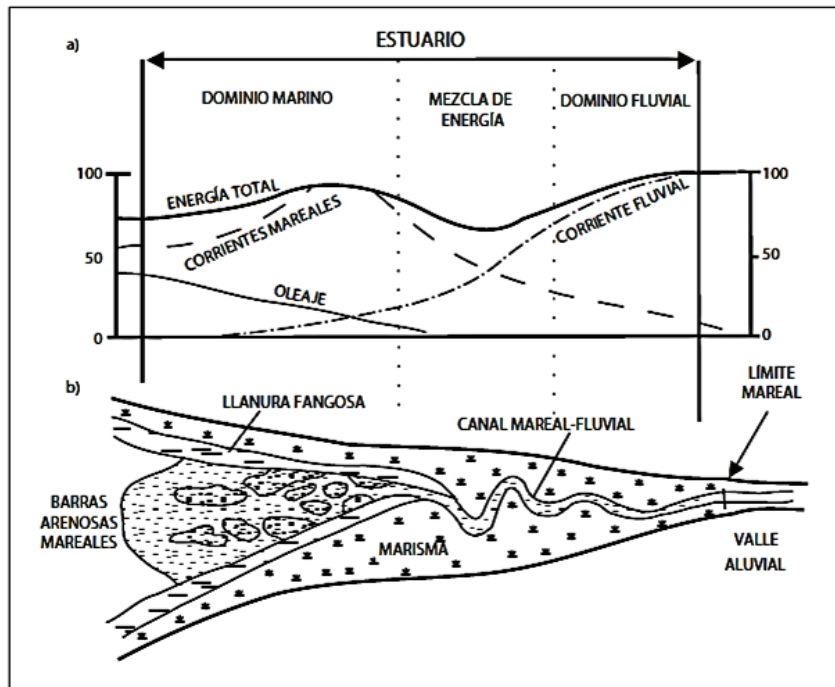


Figura 16 - Estuarios dominados por las mareas: a) variación de la energía; b) distribución de facies en planta.

Modificado de Dalrymple et al., 1992.

La definición de un estuario, ha sido asociada con el relleno de un valle inciso. La figura (17) muestra una sección vertical de un estuario dominado por mareas dentro de un valle inciso. La sucesión general es de carácter transgresivo, con depósitos fluviales a la base, sobreyacido por depósitos estuarinos, y coronada por depósitos marinos abiertos de una progradación. Se pueden distinguir los systems tracts asociados a una estuario relleno de un valle inciso, a la base se tienen depósitos fluviales que se depositaron como un LST, y sobre estos sedimentos se encuentra ya el depósito estuarino como tal, que comprende un TST.

Por el modo de distribución de la energía, la división grueso-fino-grueso de los sedimentos en un estuario dominado por mareas es menos nítida que en los estuarios dominados por el oleaje, en la boca se encuentran barras mareales longitudinales paralelas a la dirección de las corrientes, constituidas por arenas medias a gruesas con estratificaciones cruzadas, aguas arriba, en la zona de energía máxima de las corrientes existen cuerpos de arena fina con laminación

horizontal, que caracterizan un flujo de alta energía; si el estuario es ancho, dicha zona comprende canales anastomosados, en la parte central de menor energía. El canal fluvio-mareal presenta una evolución morfológica en tres zonas: recta-meandriforme recta hacia la cabecera, la zona media meandriforme, sometida a las influencias mixtas de la marea y del río, el canal recto superior pasa directamente al sistema fluvial, y no presenta delta de desembocadura.

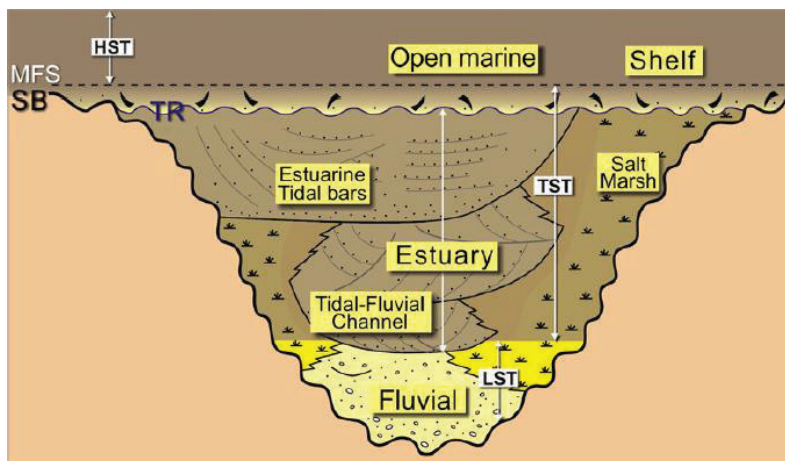


Figura 17: Sección vertical esquemática de un estuario

Tomado de Dalrymple y Choi (2007)

2.4.2.2 Llanuras mareales (Tidal flats)

Son sistemas deposicionales que consisten en superficies de baja pendiente localizadas en la zona de influencia directa de las corrientes mareales. Su localización corresponde al sector comprendido entre la pleamar (marea alta) y la bajamar (marea baja), siendo más frecuentes en costas meso y macromareales (Figura 18).

Según Hayes (1979), el factor que determina la morfología de las costas deposicionales y la distribución de medios sedimentarios es el balance entre rango mareal y altura de oleaje, diferenciando entre costas dominadas por oleaje, costas dominadas por la marea y costas de energía mixta. Las llanuras de marea pueden aparecer como medio sedimentario propio en costas abiertas, cuando la actuación del oleaje es mínima o como un submedio asociado a otros medios sedimentarios tales como rías o estuarios (Vilas y Nombela, 1985; Vilas et al.,

1999a), generándose en zonas donde otras morfologías amortiguan la acción del oleaje.

El depósito en estos sistemas depende de la zona climática en la que se encuentren, en regiones de clima templado, son sistemas predominantemente terrígenos, mientras que en las zonas de latitudes bajas se presenta una variabilidad litológica que depende del aporte terrígeno y de la tasa de evaporación, pudiendo generarse llanuras de marea carbonatadas en el caso de que el aporte terrígeno sea mínimo.

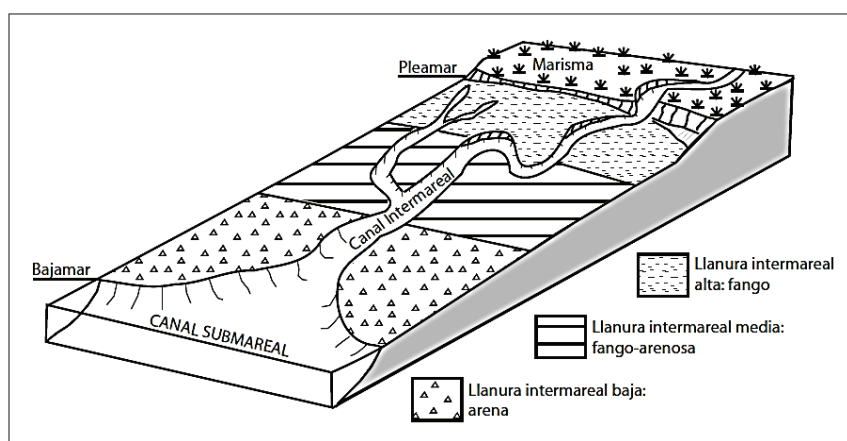


Figura 18 - Zonación vertical típica de las llanuras mareales.
(Tomado de Vilas et al., 2010)

Generalmente, la llanura de marea presenta una transición desde facies arenosas a facies lodosas en la porción más interna o continental, culminando con una densa colonización vegetal (marisma) adaptada a los cambios de salinidad y a los intervalos diferentes de exposición a condiciones subaéreas en cada ciclo mareal. En climas fríos y templados, se desarrolla una superficie de marisma con vegetación halófila (Vilas et al., 1999). En climas áridos, apenas hay vegetación, sustituida ésta por depósitos de carácter evaporítico; y en climas cálidos y húmedos, está colonizada por manglares. La aparente monotonía llana de estos medios se ve frecuentemente interrumpida por una serie de canales más o menos perpendiculares a la dirección de la costa, que surcan la llanura y que pueden adquirir incluso un régimen meandriforme. Éstos canalizan las corrientes de flujo y refluo mareal, por lo que se mantienen casi permanentemente sumergidos. Las

llanuras mareales, más estudiadas en detalle fueron las del mar del Norte (Holanda, Alemania, Dinamarca y costa de Inglaterra).

Zonación y sedimentología de llanuras mareales

En las llanuras intermareales, los procesos de transporte y depósito de sedimentos, así como la colonización de organismos, originan subambientes de superficie variable dispuestos paralelamente a la costa. La mayoría de las grandes llanuras mareales descritas se caracterizan por la disminución de tamaño de grano desde la zona submareal hasta la supramareal (Reineck, 1963, 1972; Frey y Howard 1978; Rine y Ginsburg, 1985; Ren, 1986), aunque existen algunas excepciones (Vilas et al., 1999a). Si bien todas ellas coinciden en la clasificación en función de la afectación de las distintas zonas por la marea; en general, existen tres zonas perfectamente diferenciadas: la zona supramareal, la zona intermareal y la zona submareal.

Tanto la zona intermareal como la supramareal están surcadas por una compleja trama de canales que constituyen el sistema de drenaje de la marea, este sistema de drenaje presenta una jerarquía en cuanto a su funcionalidad y a su localización topográfica (Zeff, 1988).

La distribución del sedimento en las llanuras mareales está netamente condicionada por la distribución vertical de las corrientes mareales. La consecuencia más directa es la presencia de una gradación vertical y horizontal del tamaño de grano, de tal modo que el material de grano más grueso se deposita en dirección a la zona submareal y el material más fino hacia la zona supramareal.

También las diferentes formas de fondo asociadas, están gradadas vertical y horizontalmente, de tal modo que, en las zonas más bajas, donde la energía de las corrientes es mayor y el sedimento es arenoso, las mesoformas se superponen dando lugar a una estratificación cruzada característica, cuya naturaleza y orientación están controladas por la simetría tiempo-velocidad de las corrientes de marea, y los períodos alternantes de mareas vivas y mareas muertas (Reineck, 1963; Klein, 1970; Visser, 1980; Boersma y Terwindt, 1981). Si la asimetría es la característica dominante, la estructura interna presenta

superficies de reactivación y los sets más potentes serán los orientados en el sentido de la corriente dominante (Collinson, 1969; Klein, 1970).

Si las velocidades en ambos sentidos de la corriente, son de la misma intensidad, y el aporte es suficiente, las estructuras pueden mostrar bipolaridad, presentando en sección vertical estratificación cruzada tipo herringbone (Reineck, 1963). Si, por el contrario, el aporte es insuficiente, cada semiciclo mareal retrabaja en sentido contrario los sedimentos y formas generados durante el semiciclo anterior y la preservación de formas de fondo es mínima (Davis, 1985).

Un fenómeno muy común en los canales es su alta tasa de migración, que está relacionada con su morfología meandriforme. Así pues, en ellos se produce una migración similar a la observada en ríos de alta sinuosidad (Reineck 1967; Vilas, 1981; Vilas et al., 1999), que genera los cantos blandos (Vilas et al., 1999) sobre sedimentos lodosos. Sin embargo, cuando tiene lugar en una llanura de marea carbonatada genera intraclastos, que pasan a formar parte del material transportado por el fondo del canal y finalmente se depositan en las barras de punta del margen opuesto o en las zonas submareales (Hardie, 1986).

Sobre la llanura intermareal tienen lugar procesos mixtos entre el transporte por arrastre de sedimentos en carga de fondo (fracción arena o limo), que ocurre durante los momentos de mayor energía, y por suspensión de finos, que se decantan parcialmente durante los momentos de inversión de las corrientes cuando la velocidad es próxima a cero (Klein, 1977, 1985); el desarrollo relativo de ambos procesos varía gradualmente a lo ancho de la llanura mareal.

A medida que nos desplazamos hacia zonas topográficamente más elevadas adquiere cada vez mayor importancia la decantación, a la vez que la incidencia de la inundación por la marea en sí misma se hace menor frente a la acción de las pequeñas olas de viento (Collins et al., 1981). Esta alternancia de procesos origina una interdigitación de facies arenosas con laminaciones cruzadas y facies lutíticas, ya que las formas de fondo alargadas caracterizadas por una laminación cruzada de escala centimétrica o decimétrica, se recubren por fangos procedentes de la decantación. Estas alternancias pueden clasificarse en tres tipos de estructuras según el volumen relativo de arenas, limos y arcillas disponibles:

- i. *lenticular*, si el aumento de fracciones finas aumenta significativamente respecto al de arena;

- ii. *flaser*, si el volumen de arenas excede al de sedimentos finos, y
- iii. *wavy*, si las proporciones de ambas litologías son similares

Las facies deposicionales típicas de las llanuras de marea se definen en función de su litología, ordenamiento interno y tipo y grado de bioturbación (Frey y Howard, 1978); en la mayor parte de las llanuras de marea se distinguen facies: submareales, de llanura baja, de llanura media, de llanura alta, supramareales, y canales intermareales (Figura 19).

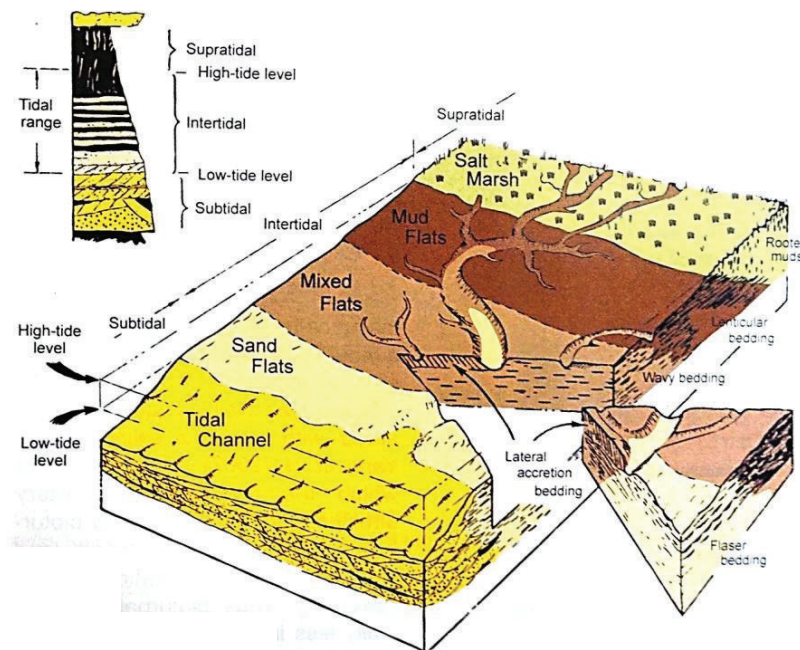


Figura 19 – Diagrama de bloque de una típica planicie de marea.
(Tomado de Dalrymple, 2010)

2.4.2.2.1 La zona supramareal

Se encuentra por encima de la pleamar media de tal modo que únicamente se inunda durante los períodos de temporal. En climas húmedos está muy colonizada por vegetación, por el contrario, en climas áridos la vegetación de esta zona no se desarrolla y el sedimento que se deposita durante las mareas extremas se ve sometido la mayor parte del tiempo a la acción del viento. Así se desarrollan las llamadas llanuras mareales eólicas.

Forman parte de la zona supramareal **los pantanos y manglares supramareales**, ya que a lo largo de las modernas costas templadas, la zona

supramareal puede estar vegetada por pantanos. A lo largo de las costas tropicales, los manglares tienden a ser comunes, lo que permite la formación de extensas redes radiculares. Rastros animales incluyen elementos con gasterópodos y crustáceos, principalmente cangrejos (Frey y Pemberton, 1987). Los vertebrados, mamíferos, reptiles y aves producen una amplia variedad de estructuras, incluyendo madrigueras y rastros (Baucon, 2008; Frey y Pemberton, 1986).

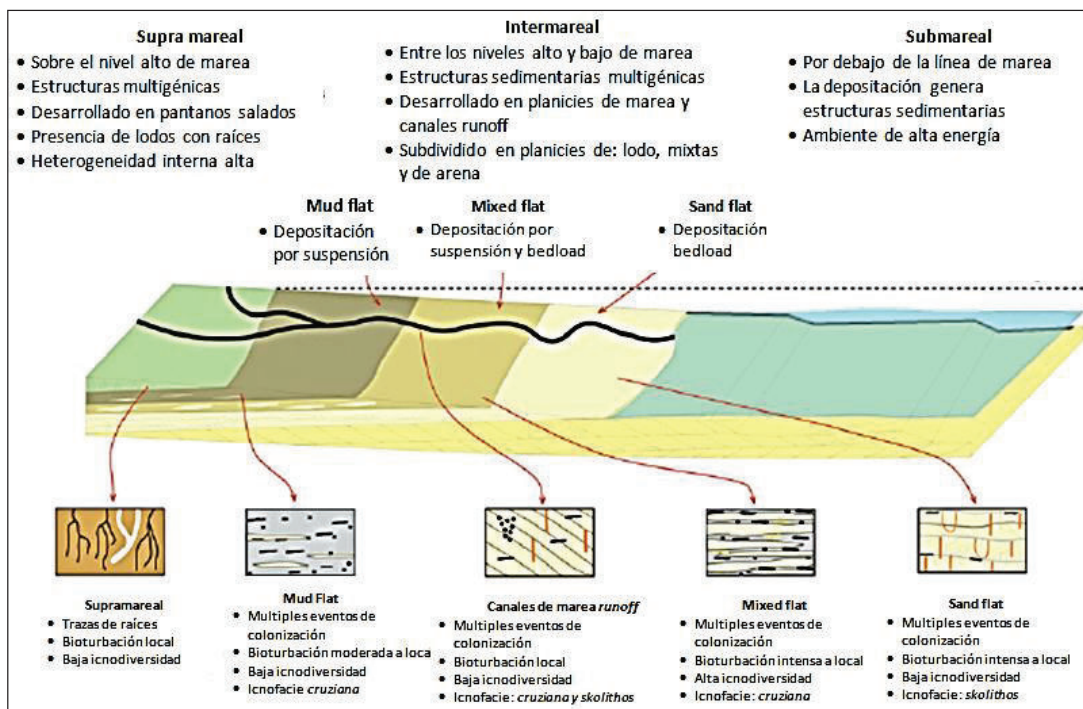


Figura 20 - Modelo integrado sedimentológico-icnológico para ambientes intermareal y supramareal.

(Modificado de Desjardins et al, 2012).

2.4.2.2.2 La zona intermareal

Se encuentra entre la bajamar y la pleamar media de tal modo que está sometida a continuas alternancias entre períodos de exposición y sumersión; esta alternancia provoca distintos niveles de oxidación-reducción que van a influir notablemente en los cambios mineralógicos y diagenéticos (Álvarez-Iglesias et al., 2003). Estas variaciones mineralógicas pueden llegar a ser visibles en los

sedimentos por la alternancia de delgadas láminas rojizas y negruzcas; sin embargo, el número y duración de estas exposiciones y sumersiones no afecta por igual a toda la llanura, de tal modo que su parte topográficamente más baja presenta índices más altos de sumersión y, al contrario, su parte más alta presenta, obviamente, índices más altos de exposición.

Las planicies de marea pueden ser definidas como planicies arenosas a lodosas, o pantanosas que emergen durante mareas bajas y se sumergen durante mareas altas (zona intermareal), las llanuras intermareales se extienden por la zona supramareal, intermareal, y en la parte superficial de la zona submareal (Dalrymple, 2010).

Eisma (1997) plantea que, los depósitos intermareales no son unidades aisladas, sino que son parte de un gran sistema que incluye unidades supramareales y submareales.

Se pueden reconocer dos tipos distintos de planicies de marea: los de zonas canalizadas protegidas de la acción de las olas significativas, y los que se producen a lo largo de las costas marinas abiertas sin protección de las olas (Dalrymple, 2010). Reineck (1972), clasificó las planicies de marea protegidas, como planicies mixtas y planicies de arena.

En contraste con las costas dominadas por olas, que aumentan su tamaño de grano en dirección a la tierra, las planicies de marea en general aumentan su tamaño de grano hacia el mar paralelo a un aumento en la energía de las mareas. En las costas dominadas por mareas, un perfil de una planicie de marea (*tidal flat*) típica en dirección hacia la tierra consiste de una zona intermareal inferior, la zona intermareal media mixta (arena y lodo), y zona intermareal superior en el que domina la presencia de lodo (Figura 20).

La zona intermareal representa un ecosistema extremadamente duro en el que algunas especies son capaces de habitar toda la amplitud de la marea y, en consecuencia, diferentes comunidades animales viven en áreas dentro de la planicie mareal (Reise, 1985). Las faunas bentónicas en las zonas supramareal a intermareal son controladas por: la interacción de la salinidad, la movilidad de sedimentos y la energía hidrodinámica, el tiempo de exposición a condiciones sub-aéreas, la temperatura, el tipo de sustrato, y de suministro de alimentos.

2.4.2.2.1 Planicies de lodo

Las Planicies de lodo (*mud flats*) comprenden la zona superior de las planicies de marea (*tidal flats*), donde los procesos depositacionales son dominados por sedimentos en suspensión como limos y flóculos (Chang et al., 2007; Flemming, 2012), así como biodepositación debido a la producción de pellets (Augustinus, 2002; De Boer, 1998; Potter et al., 2005; en Desjardins 2012). Los depósitos de lodo están dominados por laminación paralela, o lodolitas masivas, limolitas y lodolitas lenticulares. Las areniscas de grano fino y muy fino son menos comunes.

2.4.2.2.2 Planicies mixtas

Las planicies mixtas (*mixed flats*) se producen a través de la transición entre bancos de arena (<5% de contenido de barro) y planicies de lodo (> 95% de contenido de lodo), y se caracterizan por la alternancia de depósitos tipo arena con depósitos que se encuentran en suspensión. Los depósitos suelen consistir en intercalaciones finas de marea y corriente con estructuras tipo ripple y estratificación cruzada, arenisca de grano muy fino y lodolitas masivas o con laminación paralela.

Las capas con facies heterolítica son típicas, siendo representadas en su mayoría por ritmitas y estratificación *flaser* o *wavy*. La intensidad de la bioturbación es normalmente moderada (Reineck y Singh, 1980). Los rastros de vertebrados son típicamente conservados en la base de las capas de arena entre mareas mixtas.

2.4.2.2.3 Planicies de arena (Sand Flats)

Las planicies de arena (*sand flats*) ocupan las zonas más bajas de planicies de marea. Son el área intermareal más variable en términos de facies sedimentarias y contenido de traza fósil; esta variabilidad es controlada esencialmente por la intensidad de las corrientes de marea en combinación con la acción de las mismas (Mangano y Buatois, 2004b; Reineck y Singh, 1980).



Figura 21 - Foto de una sección vertical de un *sand flat* con una base erosional, sobreyaciendo una arenisca submareal. Formación St. Piran, southern Rocky Mountains, Canadá.

(Tomado de Desjardins et al., 2012).

En los entornos macromareales caracterizados por altas velocidades de corrientes, la migración de estructuras a gran escala es el proceso dominante (Boyd, 2006; Dalrymple, 2010; Dalrymple y Rhodes, 1995). Los depósitos suelen consistir en capas con sedimento de tamaño medio a grueso, con estratificación cruzada planar y en artesa, y arenisca de grano fino a medio con laminación paralela formada en el régimen de flujo superior (Dalrymple, 2010; Dalrymple y Choi, 2007;. Dalrymple et al, 1990).

En ambientes de micromareal a mesomareal de menor energía, las estructuras normalmente consisten de *ripples*, y arenisca con estratificación cruzada, localmente contienen capas de lodo y estratificación *flaser* (Figura 21). En planicies de arena de alta energía, se presenta intensa bioturbación (Baucon, 2008; Mángano y Buatois, 2004a; Reineck y Singh, 1980). Pueden existir icnofaunas que están dominadas por madrigueras verticales; las capas de lodo durante la escases de agua pueden contener *planolite*. En planicies de arena de baja energía, las condiciones son relativamente tranquilas, acompañadas de períodos muy cortos de exposición subaérea, que permiten el desarrollo de una diversa fauna.

2.4.2.2.2.4 Canales de marea y arroyos

Los depósitos de planicie de marea son disectados por una red de canales y arroyos de marea en disposición de meandros que migran a través de la zona

intermareal, produciendo una acreción lateral en las barras de punto y resultando en una estratificación heterolítica inclinada.

En el zona intermareal lodosa superior, los canales son de tamaño pequeño a mediano, pero en las zonas arenosas bajas tienden a unirse para formar canales más amplios y profundos (Dalrymple, 2010).

El grado de bioturbación en las barras de punto es menor que en los depósitos de planicie de marea, que refleja mayores tasas de sedimentación a lo largo de los márgenes. En la secuencia de los canales se encuentra a la base el material más grueso como gravas, y puede haber abundantes clastos de lodo y areniscas con estratificación cruzada. Sobreyaciendo a los materiales más gruesos y, si fluidos con lodo están presentes se pueden encontrar capas continuas de lodo (>5-10 mm) intercaladas con arenas muy gruesas o gravas (Dalrymple et al 2003). Hacia el tope de la secuencia es común que descienda el contenido de lodo, porque los fluidos lodosos están concentrados en la base del canal, más hacia el tope de la secuencia se encuentran arenas finas, la parte superior de la secuencia vuelve a presentar otra vez una zona lodosa (Figura 22).

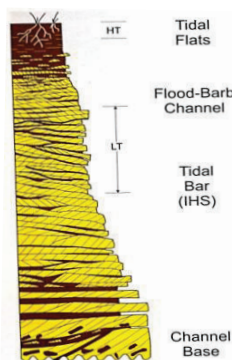


Figura 22 - Perfil vertical esquemático en una secuencia de canales de marea, barras de marea, y planicies de marea.
(Tomado de Dalrymple, 2010).

2.4.2.2.3 La zona submareal

Se encuentra por debajo del nivel medio de la bajamar, de tal modo que su zona superior sólo puede exponerse ocasionalmente durante mareas extremas (Vilas et al, 2010). La zona submareal es adyacente a la zona intermareal en dirección al mar, y está separada de ella por barreras de arena o islas de barrera. Es un ambiente de alta energía caracterizado por velocidades de corriente elevada.

En los entornos macromareales, las fuertes corrientes de marea tienden a ser los procesos sedimentarios dominantes, por lo tanto las estructuras a gran escala se desarrollan en la región submareal. La diversidad faunística aumenta hacia zonas con estructuras más pequeñas, y en la plataforma exterior las dunas tienden a ser sustituidas por pequeños *ripples* e intercalaciones con láminas de lodo. Se han definido cinco grandes categorías de cuerpos arenosos submareales en base a criterios sedimentológicos e icnológico: campos de duna compuesta, láminas de arena, crestas de arena, segmentos de dunas aisladas, y barras de mareas (Desjardins et al, 2012).

2.4.2.2.3.1 Dunas compuestas y barras de marea

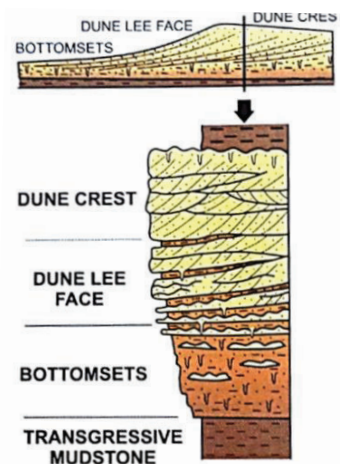


Figura 23 - Sucesión esquemática vertical, de una duna compuesta, la típica sucesión mide alrededor de 5 m de espesor.
(Tomada de Dalrymple, 2010).

Los campos de dunas compuestas comprenden trenes de grandes dunas superpuestas con dunas pequeñas; las crestas de los mismos están orientadas perpendicular a la dirección predominante de la marea (Figura 23). Este tipo de cuerpo de arena fue descrito originalmente por Mutti et al. (1985) como "barras de marea", pero posteriormente se han reinterpretado como la representación de dunas compuestas en una angosta vía marítima (Dalrymple y Choi, 2007; Dalrymple et al, 2003).

En los campos con depósitos de dunas compuestas, la dirección de buzamiento de discontinuidades internas es la misma que la de los sets de estratificación

cruzada, y los paquetes de arenisca resultante muestran tendencias granocrecientes, y las capas de lodo son comunes a nivel local. Estos depósitos son típicamente no bioturbados o contienen pocas madrigueras verticales.

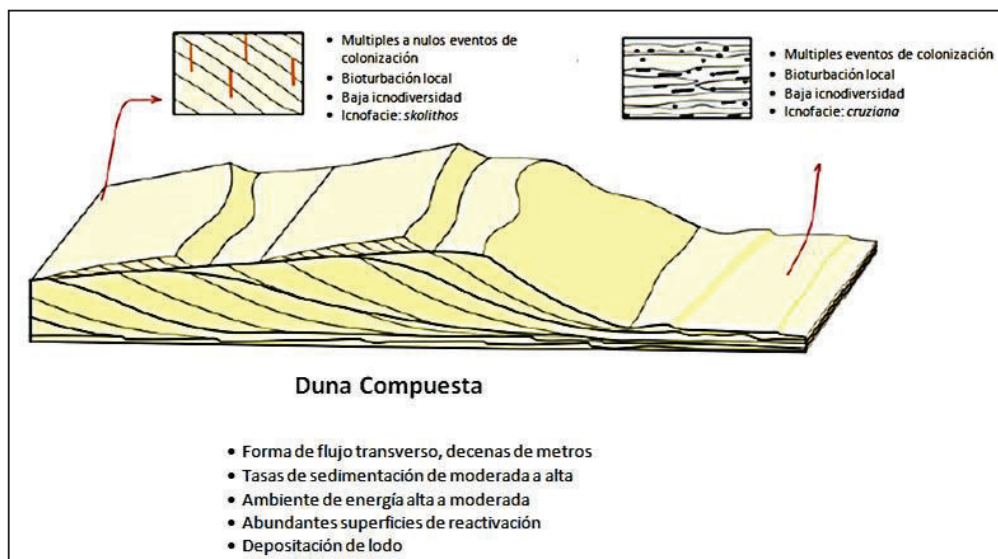


Figura 24 - Modelo sedimentológico-icnológico integrado para dunas compuestas submareales.

(Modificado de Desjardins et al, 2012).

Los depósitos de dunas compuestas pueden superponerse gradacionalmente con intervalos heterolíticos que contienen una icnofauna diversa, dominados por *trails* horizontales y madrigueras. La falta de bioturbación en el cuerpo de arena indica una tasa de sedimentación alta a moderada y la erosión resulta en una rápida migración de las estructuras. La bioturbación en la base de los sets sugiere que la colonización fue relativamente larga. Los depósitos intensamente bioturbados asociados revelan condiciones de baja energía, y una ventana de colonización continua en un entorno totalmente marino (Figura 24).

Típicamente los depósitos de dunas compuestas muestran una secuencia granocreciente porque la velocidad de la corriente es mayor en la parte cercana a las crestas de las dunas (Dalrymple, 2010). La estratificación cruzada tipo *herringbone* es muy usada para identificar a los depósitos de mareas, y son muy comunes en los depósitos de dunas compuestas.

2.4.2.2.3.2 Sabanas de arena

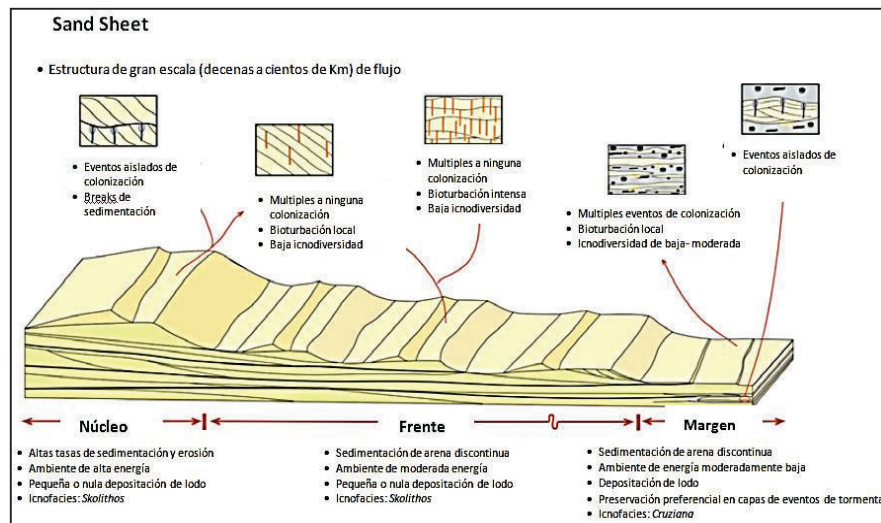


Figura 25 - Modelo sedimentológico e icnológico para las sabanas de arena.
(Modificado de Desjardins et al, 2012a).

Las sabanas de arena (*Sand Sheets*) consisten de dunas compuestas, pero difieren de los campos de dunas compuestos porque cubren extensas áreas de la plataforma y muestran una disminución de tamaño de las estructuras como producto de un cambio en la velocidad de la corriente a través de las sabanas de arena (Desjardins et al., 2012). Las velocidades de flujo controlan los patrones de las dunas de arena en las láminas; aunque, otros factores como el tamaño de grano y la profundidad del agua también desempeñan funciones importantes en la configuración (Flemming, 2000).

A lo largo del transporte, las estructuras sedimentarias están dispuestas en zonas: una zona de grandes dunas compuestas que forman el núcleo de la planicie de arena, una zona de pequeñas dunas compuestas que forman el frente de la planicie de arena, y una zona de pequeñas dunas y ripples de arena que forman el margen de la planicie de arena (Figura 25). Cuando el suministro de arena es abundante dentro de las áreas de grandes dunas compuestas, se pueden desarrollar crestas de arena de marea, mientras que las zonas de más alta energía se caracterizan comúnmente por franjas de arena, y láminas de grava,

crestas de arena también pueden desarrollarse en estas zonas (Stride et al., 1982).

El centro de la planicie de arena comprende sets con capas de espesor medio, que presentan estratificación cruzada planar, y en artesa. El frente de la planicie de arena se caracteriza por capas compuesto de piedra arenisca cruzada estratificada. A nivel local, dentro de los paquetes de estratificación cruzada se encuentran estructuras cóncava hacia arriba o superficies sigmoideas (Figura 26) Los márgenes de la planicie de arena, comprenden intercalaciones de capas areniscas de finas a muy finas, areniscas con ripples, estratificación hummocky y estratificación cruzada, y localmente capas finas a medias de areniscas con estratificación cruzada planar.

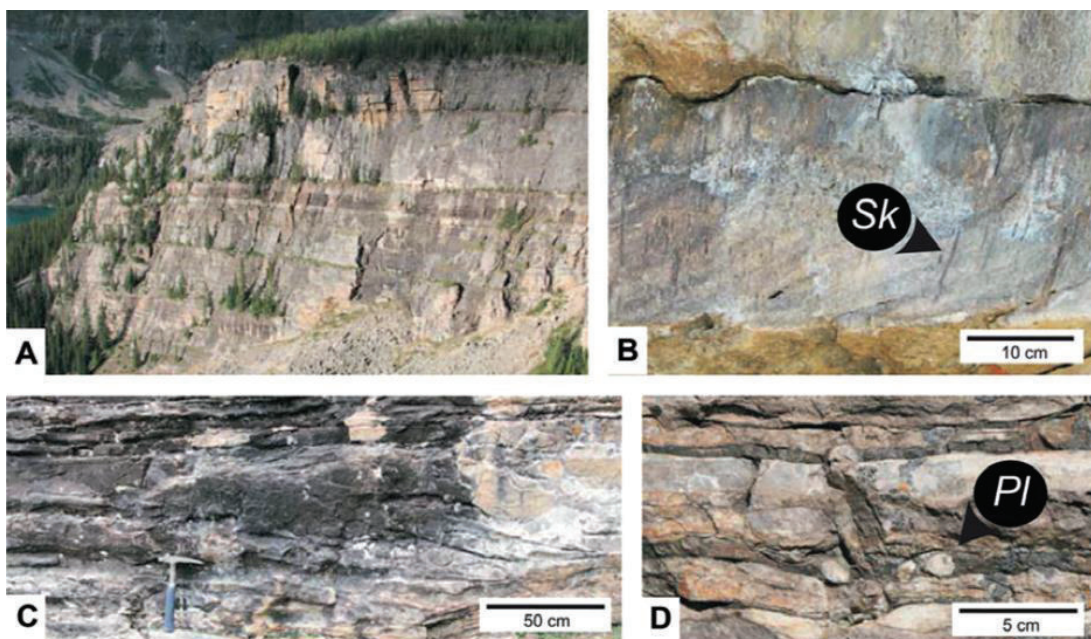


Figura 26 - Foto de depósitos de planicies de arena. Formación St. Piran, southern Rocky Mountains, Canadá. a) Vista general, b) Vista en sección de *skolithos* (*Sk*), en una arenisca con estratificación cruzada, c) Arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada, mostrando formas sigmoideas, que separan las capas con estratificación cruzada, d) Vista en sección de *planolites* (*Pl*) en intercalaciones de arenisca-lodo.

(Modificado de Desjardins et al, 2012).

Estos depósitos heterolíticos contienen una fauna con trazas fósiles dominadas por *Planolites* y *Teichichnus*.

Los depósitos delanteros de planicies de arena se caracterizan por estructuras pequeñas que contienen varios eventos de bioturbación, con madrigueras verticales que penetran desde diversas superficies de colonización. Los depósitos de margen de la planicie de arena se caracterizan por la alternancia de arenisca y lodos depositados bajo condiciones de baja energía.

2.4.2.2.3.3 Ridges de marea

Son cuerpos alargados de arena más grandes y geográficamente más estables en comparación con las dunas. Se requieren cuatro condiciones para la formación de una barra de marea: una irregularidad inicial, comúnmente un cuerpo de arena costera transgresivo, suficiente suministro de arena, una corriente capaz de mover arena, y el tiempo suficiente para que la arena sea moldeada en una cresta.

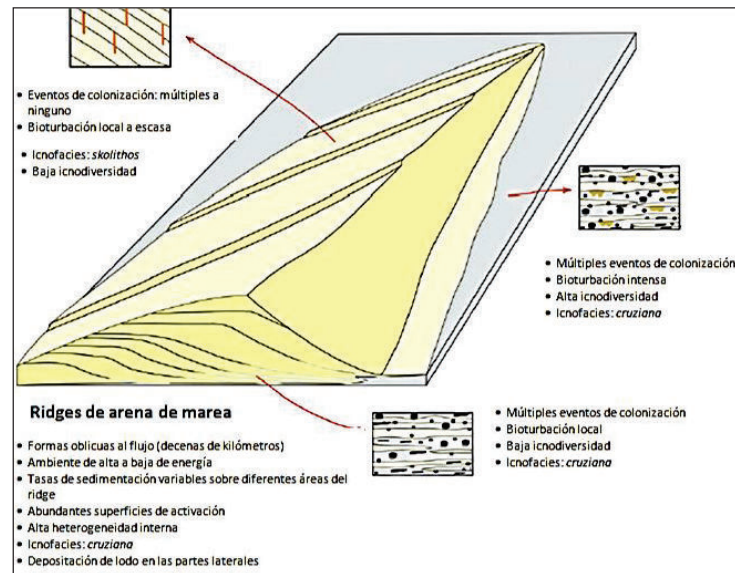


Figura 28 - Modelo sedimentológico icnológico integrado para ridges de marea. (Modificado de Desjardins et al, 2012).

Las direcciones de las paleocorrientes determinadas a partir de capas con estratificación cruzada presentan una tendencia bipolar, pero con un ángulos orientados con la dirección de la acreción de la cresta de arena. El contenido de traza fósil está restringido principalmente a las estructuras horizontales y subhorizontales en intercalaciones de arenisca y lutita pertenecientes a *Cruziana*,

Planolites, y *Teichichnus* (típicamente T recto). Las crestas de arena muestran tendencias claras icnológicas perpendicular a los ejes de la misma. La bioturbación es prácticamente ausente en las capas con estratificación cruzada, y sólo escasos *skolithos linearis* están en capas con estratificación cruzada, indicando que las ventanas de colonización a corto plazo están vinculadas a la migración rápida de estructuras (Figura 27).

Los depósitos de la plataforma adyacente a las crestas de arena constará de sucesiones heterolíticas dominadas por lodo, que contiene abundantes trazas fósiles de artrópodos (por ejemplo, *Cruziana*, *Dimorphichnus* y *Rusophycus*) y gusanos (*Planolites*, *Palaeophycus* y *Phycodes*), esta asociación es característica de condiciones de baja energía y abundantes partículas orgánicas.

2.4.2.2.3.4 Barras de marea

Las barras de arena son estructuras de larga vida, más que las dunas subacuáticas (Dalrymple y Rhodes, 1995), incluyen flujo transversal, flujo oblicuo, y cuerpos de arena orientados longitudinalmente, habiendo comúnmente dunas que se superponen a ellos.

Las barras se desarrollan dentro de los canales distributarios, normalmente a lo largo de los frentes del delta y en las partes exteriores de los estuarios (Dalrymple y Choi, 2007), pero no se producen en la plataforma porque en alta mar las corrientes de marea no están limitadas por características geomorfológicas, como en el caso de las crestas de arena de marea, la migración de las barras de marea es ligeramente oblicua, pero en la dirección de la corriente dominante. Esto conduce a la conservación preferencial del flanco de bajada de corriente de la barra, donde la sedimentación está dominada por la corriente subordinada actual, como resultado, las pequeñas capas cruzadas en los depósitos laterales de acreción a gran escala están orientadas preferentemente en la dirección de la corriente más débil (Dalrymple y Choi, 2007). El tamaño de las capas y de grano decrece hacia el tope de las barras, excepto cuando fluidos con lodo ocurren a la base de las barras. Las barras de marea, que se desarrollan típicamente en ambientes de aguas salobres restringidas (por ejemplo, los estuarios, y las bahías con forma de embudo), tienden a contener icnofaunas de baja diversidad

dominadas como *teichichnus* (MacEachern y Gingras, 2007; MacEachern y Pemberton, 1994; Ma'ngano y Buatois, 2004a).

2.4.2.2.3.4.1 Segmentos de dunas aisladas

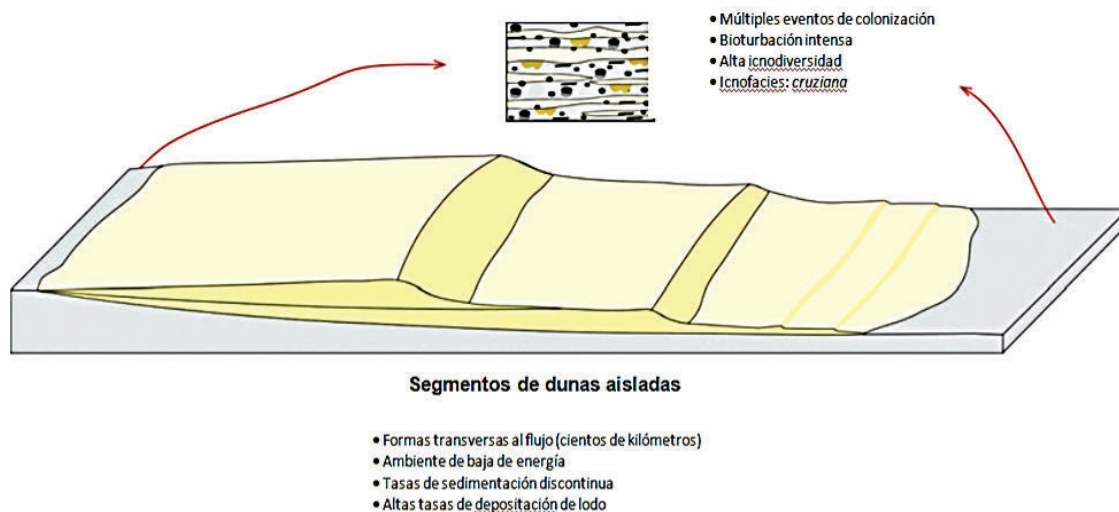


Figura 29 - Modelo sedimentológico e icnológico integrado para los segmentos de dunas aisladas.

(Modificado de Desjardins et al, 2012)

Se producen en zonas carentes de arena en la plataforma afectadas por las corrientes de marea en condiciones de muy bajo aporte de sedimentos. Por lo general se desarrollan durante transgresiones cuando se redistribuyen arenas de aguas poco profundas. Este tipo de depósito se caracteriza por presentar estructuras lenticulares, sets con estratificación cruzada, y formas sigmoidales con superficies de reactivación. Las porciones de arenisca con estratificación cruzada en los segmentos de dunas aisladas generalmente no están bioturbadas, probablemente a causa de los altos contenidos de lodo en la columna de agua, que pudo restringir el abastecimiento de alimentación por suspensión a los que están adaptadas las faunas en ambientes con una energía relativamente alta (Figura 29).

Sin embargo, la interdigitación en los depósitos de lodo contienen típicamente una alta diversidad de trazas fósiles característicos como la icnofacie Cruziana y trazas fósiles producidos por artrópodos y gusanos, el alto grado de

icnodiversidad y de bioturbación reflejan la existencia de una continua ventana de colonización en las zonas de lodo con baja energía de la plataforma interna (Desjardins et al., 2012a).

2.4.3 PLATAFORMA CONTINENTAL

Es la zona de enlace entre el los sedimentos del continente y el océano. Posee un relieve poco inclinado de pendientes muy suaves, es decir alrededor de 1°. Su aparente continuidad morfológica se interrumpe a veces por la existencia de valles profundos que la surcan perpendicularmente; estos valles se denominan cañones submarinos.

El tipo de depósito es un área de sedimentación de limos y lutitas, aunque pueden existir capas arenosas intercaladas durante grandes tormentas. El sedimento se encuentra bioturbado y presenta estratificación paralela y nódulos debido a la diagénesis (Corrales et al, 1977)

Los procesos químicos influyen profundamente en los depósitos de plataforma y revisten gran interés, pues de su estudio se pueden sacar muchas conclusiones genéticas. Entre los más interesantes destaca la precipitación de minerales autigénicos, es decir formados en el propio ambiente, que pueden usarse por ello para identificarlo, la precipitación de carbonato, sílice e hidróxidos de hierro y de manganeso, la cementación, etc. En fondos con escasa sedimentación terrígena se forman chamosita en aguas cálidas, glauconita en aguas más frías y fosforita en zonas de ascenso de corrientes profundas (upwelling), cuyas aguas cargadas en nutrientes favorecen la multiplicación explosiva del fitoplancton (J. Dabrio, 2010).

A la hora de realizar reconstrucciones paleogeográficas y modelos predictivos deben tenerse en cuenta las alternancias y secuencias de facies en las plataformas, la disposición geométrica y la situación paleogeográfica. Las facies sedimentarias que se encuentran en las plataformas son esencialmente arenas, lutitas y mezclas de unas y otras (Tabla 4).

Tabla 4 - Principales litofacies depositadas en ambientes someros siliciclásticos

facies	subfacies	columna	estructura interna	% de arena	espesor (cm)	procesos sedimentarios y observaciones
S ARENISCAS	S _a estratificación cruzada		estratificación cruzada tabular o en surco	100%	20-200	migración de megaripples de crestas rectas o sinuosas
	S _b laminación paralela		laminación paralela o cruzada de bajo ángulo		variable	laminación de alta energía debida a olas o corrientes
	S _c laminación cruzada		laminación cruzada	90%	1-5	migración de ripples de corriente, de oscilación o de una combinación de ambos
H HEEROLITICAS	H _a arena dominante		laminación paralela	75%	5-20 máx. 200	la arena se deposita como carga de fondo y desde la suspensión durante los temporales y sufre un retrabajado por ripples de corriente y de oscilación la arena puede contener restos de conchas removilizadas frecuente amalgamación de capas areniscosas bioturbación más abundante en las intercalaciones lutíticas
			laminación paralela y cruzada		5-20 máx. 200	
			laminación paralela y cruzada en surco		5-20 máx. 50	
			sets aislados de estratificación cruzada tabular		5-20 máx. 50	
			laminación flaser en arena		1-5	
	H _b alternancias de arena y lutita		laminación paralela	50%	1-10	esencialmente, areniscas con laminación cruzada de ripples de corriente, de oscilación o de una combinación de ambos y, en menor proporción, laminación paralela; la parte alta de los niveles de arenisca esta bioturbada estas son las facies de tormenta y las intercalaciones de lutitas representan las condiciones de buen tiempo
			de laminación paralela a laminación cruzada		1-10	
			laminación cruzada de bajo ángulo		1-10	
	H _c lutita dominante		laminación flaser y ondulada	10%	1-3	laminación lenticular formada, por olas o corrientes en un fondo con poca arena algunas capas delgadas de areniscas laminadas depositadas desde la suspensión durante las tormentas las intercalaciones de lutita indican condiciones de buen tiempo; depósito desde la suspensión, intensa bioturbación
			laminación paralela		1-5	
		laminación paralela y cruzada	1-5			
M LUTITAS	M _a		arañas granoclasificadas y capas ricas en conchas		0.1-2	lutitas con alguna capita delgada de arenisca depósito desde la suspensión olas y corrientes sólo actúan durante las grandes tormentas intensa bioturbación y fauna bentónica más o menos in situ
	M _b		lutitas	0%	< 0.5	

Modificado de Johnson, 1978, y Boersma, 1975

2.5 MÉTODOS Y MODELOS DE ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA DE ARENISCAS

2.5.1 COMPOSICIÓN GLOBAL

Para poder analizar la composición petrográfica del esqueleto de los depósitos arenosos es necesario definir las distintas clases petrográficas de granos, establecidas a partir de criterios petrográficos lo más objetivos posibles.

2.5.1.1 Tipos de granos

Folk (1968) sugiere caracterizar a los componentes entre terrígenos y aloquímicos en rocas arenosas en función de su procedencia. Zuffa (1980), establece cuatro

clases petrográficas principales para plataformas carbonatadas: extracuencas no carbonáticas o NCE; extracuencas carbonáticas o CE; intracuencas no carbonáticas o NCI; e intracuencas carbonáticas o CI; y desarrolla un diagrama tetraédrico de proyección de todo tipo de depósito arenoso, de difícil manejo, pero con una carga conceptual muy interesante.

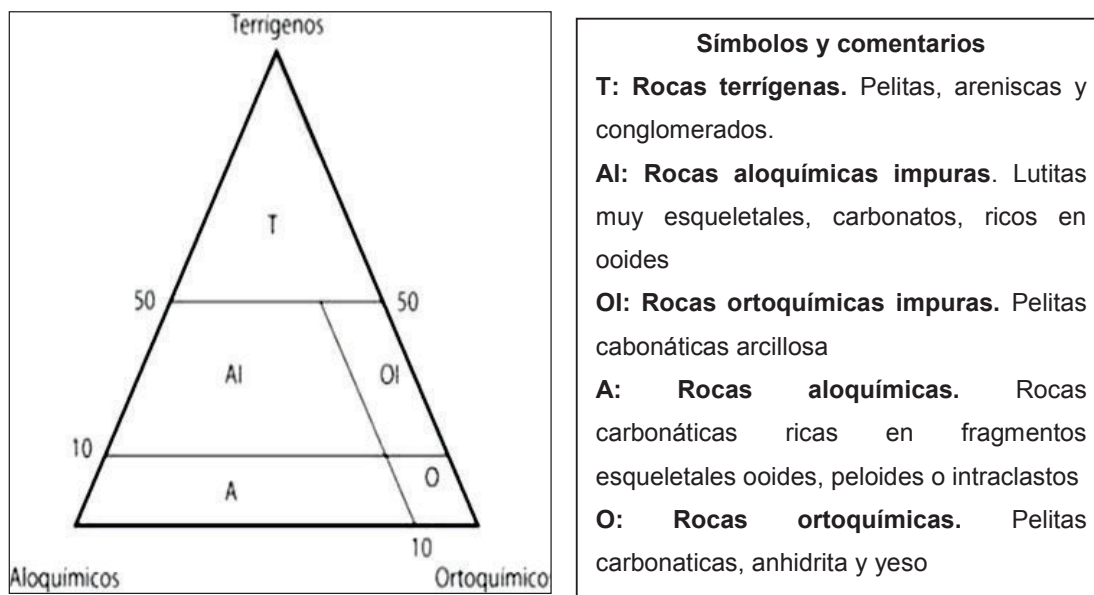


Figura 30 - Diagrama ternario para distinguir rocas arenosas según su procedencia (Modificado de Folk, 1968)

2.5.1.2 Métodos de contaje

La composición global del esqueleto de los depósitos arenosos debe analizarse bajo un punto de vista poblacional de sus constituyentes detríticos empleándose métodos estadísticos apropiados.

El primer paso es la elaboración de una base de datos que detalle la información sobre la distribución de los distintos tipos elementales de clastos. Mediante el empleo de carros micrométricos se realiza un contaje de puntos sobre la lámina delgada, y de esta forma se recaba la información petrográfica básica.

Previamente, hay que definir los criterios de contaje. Básicamente existen dos métodos de contaje, denominados método tradicional y de Gazzi-Dickinson, que difieren entre sí.

El método tradicional, considera todas las unidades clásticas que constituyen el esqueleto del depósito, tanto clastos monominerales como fragmentos de roca o poliminerales. Este método ha sido empleado para describir y definir la composición del depósito arenoso, pero el resultado presenta el inconveniente de depender, en gran medida, del tamaño de los clastos analizados; el tamaño influye sobre la composición de los clastos, siendo frecuente encontrar elevadas concentraciones de fragmentos de roca y granos policristalinos en las fracciones arenosas más gruesas. Este hecho hace inviable la comparación de la composición entre depósitos arenosos con distinto tamaño de grano.

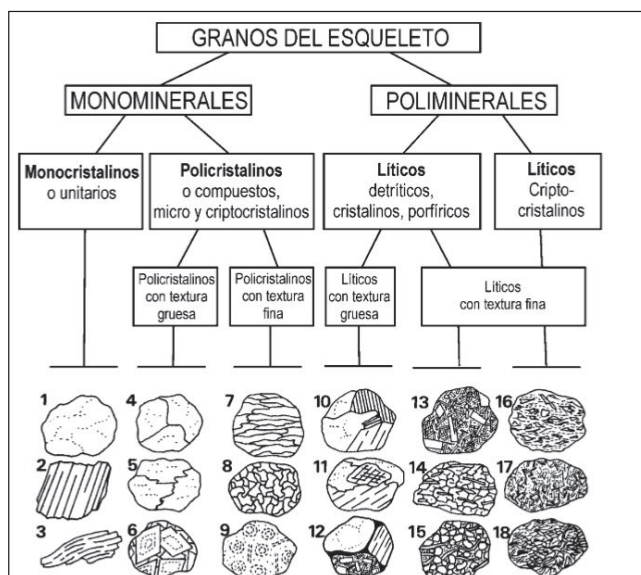


Figura 31 - Esquema simplificado para la caracterización textural de los tipos de grano detriticos del esqueleto de arenitas, con sus correspondientes ejemplos. Ejemplos 1,2,3 granos monocristalinos de cuarzo, plagioclasa y mica; 4,5,6 cuarzo policristalino con textura granuda, cuarzo policristalino metamórfico, y dolomía mesocristalina; 7,8 cuarzo microcristalino; 9 chert; 10,11,12 fragmento de granito, gneiss y arcosa; 13,14,15 fragmento de vulcanita, micaesquistos y lutita aleurítica; 16, 17, 18 fragmento de roca vítreo, félsico y clorítico.

(Modificado de Di Giulio y Valloni, 1992)

El método de Gazzi-Dickinson (G-D) verifica el tamaño cristalino del componente que forma parte en su totalidad o parcialmente del grano arenoso. Si el tamaño es superior a 62 μm se considera como mineral, independiente de la presencia en la misma sección del grano de otros minerales. Si por el contrario su tamaño es inferior al límite arenoso (< 62 μm) y aparece en asociación con otros

componentes de dimensiones equivalentes en la sección del clasto, se considera como un fragmento de roca lítica (Figura 31). Este método no considera los fragmentos de roca faneríticos, sino sus constituyentes minerales por separado. Este hecho provoca una pérdida de información fundamental sobre la procedencia del depósito arenoso, aunque garantiza en mayor medida la minimización de los efectos del tamaño de los clastos.

2.5.1.3 Clasificación vs. Procedencia

El análisis modal nos permite describir la composición de los depósitos detríticos. La clasificación de Dickinson et al. (1983) divide a los depósitos detríticos en distintos ambientes geotectónicos en que se generan, en función de sus petrofacies, empleando el método de contaje G-D. Estos autores distinguen cuatro tipos principales de procedencia que denominan como: a) cratones estables, b) basamentos elevados, c) arcos magmáticos y d) orógenos reciclados. Y se sintetiza en la tabla 5 y figura 32:

Tabla 5- Principales tipos de procedencia y características composicionales de las arenas asociadas.

Tipo de procedencia	Ambiente geotectónico asociado	Composición de las arenas
Craton Estable	Interior continental o plataforma pasiva	Arenas cuarzosas (ricas en Q) con altos valores de Qm/BP y K/P
Basamentos elevados	Hombreira de rift o falla transformante	Arenas cuarzo -feldespáticas (Qm-F) con bajo contenido en Lt y relaciones Qm/F y K/P similares a la roca original
Arcos magmáticos	Arco de islas o arco continental	Arenas feldespatolíticas (F-L), volcanoclásticas con altos valores de P/K y Lv/ls. La composición intermedia con arenas cuarzo-feldespáticas (Qm-F) procedentes de batolitos
Orógenos reciclados	Complejo de subducción o cadena montañosa	Arenas cuarzolíticas (Qt -Lt), con bajo contenido en F y Lv y relaciones variables de Qm/ Qp y Qp/Ls

Modificado de Dickinson et al (1983).

2.5.1.4 Minerales detríticos como indicadores de la procedencia de areniscas

Con el fin de conocer cuál es la naturaleza del área fuente de un depósito, se han empleado métodos de análisis específicos. En el pasado, estos estudios consistían en un análisis petrográfico de las asociaciones de minerales pesados. A finales del siglo XX se establecieron nuevos métodos que involucran la composición mineral, elemental e isotópica sobre determinados componentes.

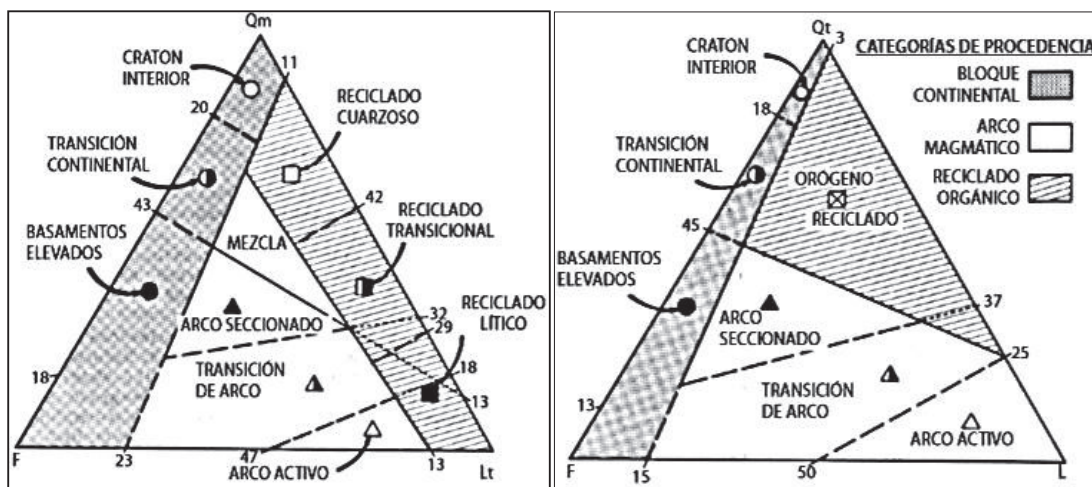


Figura 32- Campos composicionales diagnósticos de los distintos tipos de procedencia de arenas en diagramas triangulares QFL=Cuarzo total-Feldespatos-Fragmentos de Rocas, y Qm-F-Lt=Cuarzo monocristalino-Feldespatos-Líticas.

(Modificado de Dickinson et al,1983).

2.5.1.4.1 Cuarzo

Los análisis de procedencia del cuarzo utilizan métodos eminentemente petrográficos. Basu et al. (1975) emplean dos criterios; extinción y policristalinidad, para definir cuatro clases petrográficas de granos de cuarzo.

- *Cuarzo monocristalino* con extinción no-ondulante, la sombra de la extinción recorre la sección del grano en un giro de platina inferior a 5°;
- *Cuarzo monocristalino* con extinción ondulante, la sombra de la extinción recorre la sección del grano en un giro de platina superior a 5°;
- *Cuarzo policristalino*, de dos o tres unidades cristalinas; y
- *Cuarzo policristalino* de más de tres unidades cristalinas.

Existen limitaciones importantes en el empleo de este método en areniscas donde se sospechen procesos de reciclado, ya que dichos procesos podrían aumentar la población de las tipologías más estables; también los intensos procesos de compactación durante la diagénesis podrían producir un incremento en el grado de extinción de las clases monocristalinas (Arribas et al., 1985). Otro método petrográfico del análisis sobre los cuarzos detríticos es la catodoluminiscencia, que se basa en la interpretación de la luminiscencia que emiten los granos detríticos de cuarzo cuando sus estructuras cristalinas son excitadas mediante un flujo de electrones; Zinkernagel (1978) distingue tres tipos de cuarzo en función de los colores de luminiscencia que atribuye directamente a su génesis: *I*) violeta (rojizo-azulado) de origen ígneo; *II*) marrón de origen metamórfico; y *III*) no luminiscente de origen sedimentario.

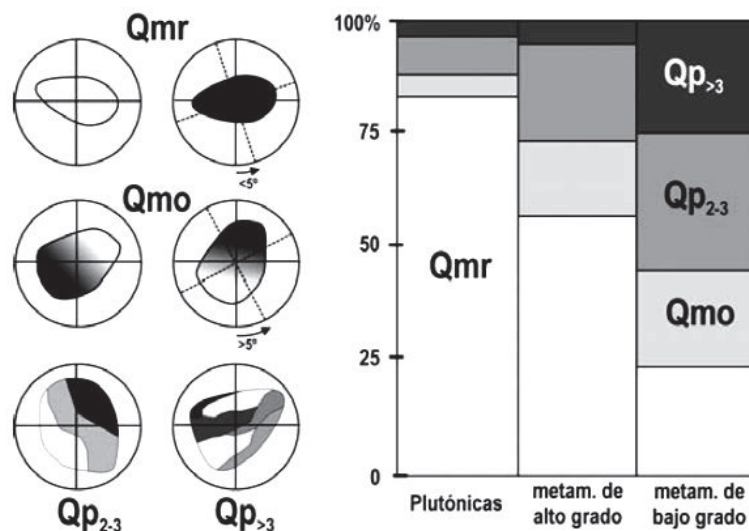


Figura 33- Tipología de los granos de cuarzo y su representación en arenas generadas por la erosión de rocas plutónicas y metamórficas. Qmr, cuarzo monocristalino no ondulante; Qmo, cuarzo monocristalino ondulante; Qp₂₋₃, cuarzo policristalino de 2 o 3 unidades cristalinas; Qp_{>3}, cuarzo policristalino de más de 3 unidades cristalinas.

Tomado de Arribas, (2010).

2.5.1.4.2 Feldespatos

Los métodos de análisis de la procedencia sobre los feldespatos se han centrado sobre el zonado, las maclas y su composición mineralógica. El zonado de las plagioclasas, se limita a rocas de origen ígneo (Pitman, 1963), además en

plagioclasas de origen volcánico o subvolcánico suele ser frecuente el tipo de zonado oscilatorio.

Se asocian los distintos tipos de macla a las condiciones de cristalización y, por tanto, a las distintas litologías originales. El análisis de la distribución y tipo de maclas en feldespatos detríticos tiene el inconveniente de que los planos de macla, son superficies de debilidad, por lo que cabría esperar poblaciones importantes de clastos sin maclar en depósitos que hayan sufrido un transporte considerable, igualmente, el zonado implica debilidad del clasto al estar constituido por fases cristalinas diversas, lo que otorga a estos componentes una escasa resistencia frente al transporte (Helmold, 1985). La figura 34 muestra un estudio realizado para determinar los tipos de feldespatos presentes en las formaciones La Boca y La Joya, Mexico

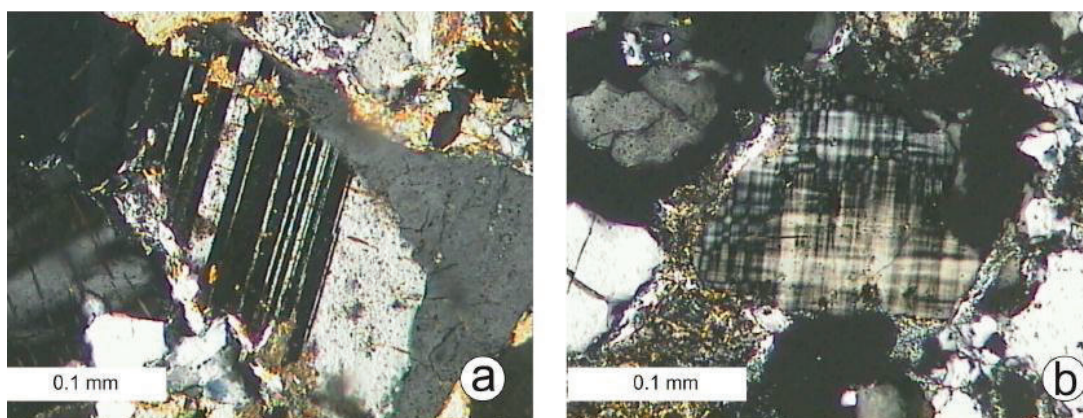


Figura 34- Fotomicrografías de areniscas a) Plagioclasa con maclado polisintético b) Fragmento cristalino de microclima con doble sistema de maclado.

Tomado de: http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1405-33222011000200002yscript=sci_arttext

2.5.1.4.3 Fragmentos de roca

Estos componentes exponen información sobre su procedencia, asociada con un tipo litológico determinado. En la fracción arenosa, los fragmentos de roca más frecuentes son los afaníticos, ya que el tamaño cristalino de sus componentes permite mantener su polimineralidad en dicha fracción. El análisis de la población de fragmentos de roca suele realizarse mediante diagramas triangulares donde se difiere el porcentaje relativo entre tres clases litológicas, metamórfico-ígneosedimentario (Figura 35).

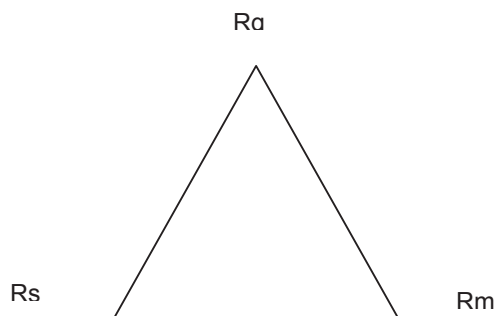


Figura 35- Diagrama ternario Rg-Rs-Rm propuesto por Critelli y Le Pera (1994), para determinar la influencia de fragmento líticos en las litofacies.

2.5.1.4.4 Minerales Pesados

Este grupo lo forman especies minerales con densidades superiores a la del cuarzo (2.65 g/cm^3), se presentan en intervalos de tamaño inferior al de los clastos ligeros con los que se asocian. Constituyen un grupo con una representación normalmente inferior al 2% en los depósitos arenosos. El estudio de estos componentes se realiza mediante técnicas de flotación en líquidos densos y también se los clasifica según su susceptibilidad magnética. Análisis químicos de determinadas especies minerales mediante microsonda electrónica pueden llegar a discriminar distintos aportes detríticos (Morton y Hallsworth, 1994).

Tabla 6- Asociaciones de minerales densos relacionadas con las rocas de procedencia.

Asociación	Area Fuente
Apatito, biotita, brokita, hornblenda, monzonita, rutilo, titanita, turmalina, circón	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, moncita	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diopsido, hiperstena, ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonasta	Rocas ígneas ácidas
Andalucita, condrotita, corindón, granate, flogopita, estaurolita, topacio, vesuvianita, wolastonita, zoisita.	Rocas de metamorfismo de contacto
Andalucita, cloritoide, epidota, granate, glaucofana, cianita, silimanita, estaurolita, titanita, zoicita-clinozoicita	Rocas de metamorfismo dinamo térmico
Barita, óxidos-hidróxidos de hierro, leucóxeno, rutilo, turmalina, circón	Sedimentos reciclados

Modificado de Pettijohn et al., 1973.

El análisis de las asociaciones de minerales pesados proporciona una paragénesis característica relacionada con determinadas litologías en origen. En la tabla 6 se reproducen las asociaciones más significativas de determinados tipos de rocas, propuestas por Feo-Codecido (1976).

2.5.1.4.5 Glauconita

La presencia de glauconita es también muy importante en términos de elementos diagnósticos de ambientes marinos. Este mineral es exclusivamente marino. Se produce por alteración de biotita detrítica u otros materiales ferruginosos, por diagénesis en aguas marinas poco profundas en condiciones de reducción.

Se la encuentra como componente de areniscas ligeramente consolidadas, calizas y limolitas.

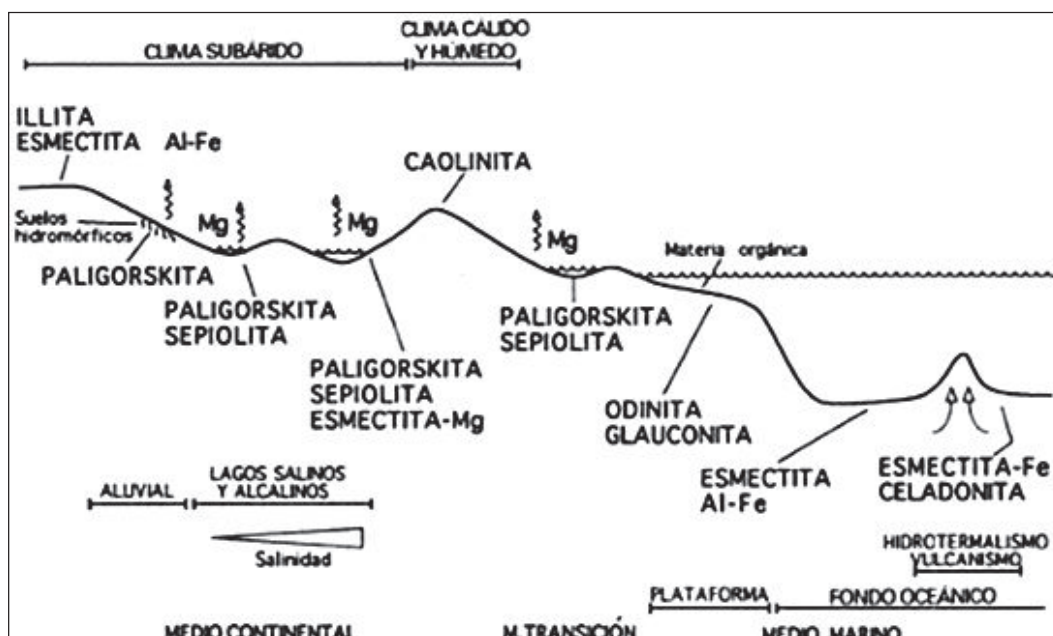


Figura 36- Representación esquemática de los ambientes de formación de minerales de arcilla.

Tomado de : Melgarejo (2003)

2.5.2 ANÁLISIS PETROFÍSICOS

A continuación se tratará brevemente la porosidad y permeabilidad como propiedades físicas de las rocas que pueden ser reservorio de fluidos.

2.5.2.1 Porosidad

La porosidad (Φ) es una medida de la capacidad de almacenamiento de fluidos que posee una roca y se define como la fracción del volumen total de la roca que corresponde a espacios que pueden almacenar fluidos. Dicha propiedad determina la capacidad de acumulación de la arena y generalmente se expresa como porcentaje. Cualquiera que sea el método empleado para determinar la porosidad, el equipo necesario es relativamente simple (Rivera, 2004).

Existen dos tipos de porosidad: absoluta y efectiva.

2.5.2.1.1 Porosidad Absoluta

Es el porcentaje de espacio poroso total, con respecto al volumen total de la roca, considerando los poros que estén o no interconectados entre sí. Debido a la falta de conductividad de los fluidos una roca puede tener una porosidad absoluta considerable pero no tener conductividad a los fluidos. Por ejemplo las rocas ígneas como las lavas que contienen vesículas tienen una porosidad absoluta buena, pero sus poros no se encuentran interconectados.

2.5.2.1.2 Porosidad Efectiva

Es el porcentaje de espacio poroso intercomunicado, con respecto al volumen total de la roca. Por consiguiente, es una indicación de la facilidad a la conductividad de los fluidos por la roca, aunque no es una media cualitativa de este parámetro. La porosidad efectiva es una función de varios factores litológicos como: tamaño de los granos, empaquetamiento, cementación, meteorización y lixiviación, tipo y contenido de arcillas.

Los métodos empleados para determinar la porosidad experimental se pueden dividir en dos clases: los diseñados para medir la porosidad efectiva y aquellos para medir la porosidad absoluta.

2.5.2.1.3 Determinación de la porosidad

Existen varios métodos para determinar la porosidad, los cuales fueron subdivididos por Collins (1961) y Scheidegger (1974) en las siguientes categorías:

2.5.2.1.3.1 Método directo

Este método consiste en la medición del volumen de una muestra porosa y entonces de alguna manera destruye los huecos y mide sólo el sólido. Este método comprende la utilización del **Porosímetro de Helio**.

Este es un instrumento medidor de volúmenes que puede ser usado para determinar el volumen de granos o el volumen poroso de la muestra. Su funcionamiento está basado en la Ley de Boyle, donde un volumen conocido de helio es lentamente presurizado y luego, expandido isotérmicamente en un volumen vacío desconocido. Después de la expansión, la presión de equilibrio resultante estará dada por la magnitud del volumen desconocido; esta presión es medida. Usando dicho valor y Ley de Boyle, el volumen desconocido es calculado mediante la siguiente relación:

$$\phi = V_p / V_t \cdot 100$$

Si se considera que la composición de la muestra está conformada por tres volúmenes:

- a. **Volumen de granos (V_g)**; el cual se obtiene relacionando el volumen poral y el volumen total.
- b. **Volumen poral (V_p)**; se determina por medida de porosímetro, cuando se realiza la lectura con la muestra en el porta núcleo, habiendo previamente restado el volumen muerto.

c. **Volumen total (V_t)**; se determina según la forma geométrica de la muestra dada.

La determinación del volumen de los granos o del esqueleto sólido de las muestras puede realizarse con el siguiente procedimiento:

Se toma una muestra consolidada y se le extraen los fluidos con un solvente y luego se seca. El volumen total se determina en un cilindro tomado de la muestra, se lo pesa y luego se mide su radio y su longitud; o, saturando primero la muestra y luego colocando la misma dentro de un líquido y observando el desplazamiento del líquido. El volumen de los granos de la muestra se puede determinar por el desplazamiento volumétrico de un gas, mientras que el volumen de los poros se puede determinar midiendo la cantidad de gas requerido para saturar la muestra.

Otro método para determinar el volumen de los granos, es dividir el peso de la muestra seca por 2.65 que es un valor promedio de gravedad específica del cuarzo. La mayoría de los minerales encontrados en este tipo de rocas rara vez se desvían de este valor por más del 3 o 5%, los resultados obtenidos, son una medida de la porosidad absoluta más que de la porosidad efectiva. El porcentaje de porosidad se puede calcular luego por medio de las siguientes relaciones:

$$\phi_{(\%)} = \frac{V_t - V_g}{V_t} \cdot 100$$

Ó

$$\phi_{(\%)} = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100$$

2.5.2.1.3.2 Método óptico

La porosidad de una muestra es igual a la porosidad real, que es determinada con secciones pulidas de la muestra. Es frecuentemente necesario impregnar los poros con algún material como: cera; resina o algún otro material para hacer los poros más visibles y así distinguirlos entre poros interconectados o no interconectados. Este método puede tener muchas variaciones con otros métodos debido a que poros pequeños a lo largo de poros grandes son difíciles de cuantificar y sugieren errores.

2.5.2.2 Permeabilidad

La permeabilidad de un material es la capacidad que este tiene de transmitir un fluido, en este caso agua. Un material será más permeable cuando sea poroso y estos poros sean de gran tamaño y estén conectados. La permeabilidad es una propiedad isotrópica del medio poroso, por lo tanto puede variar en función a la dirección a la cual es medida. Los análisis de permeabilidad utilizan tapones de roca, tomados paralelos a la dirección del flujo de los fluidos en el yacimiento. La permeabilidad obtenida de esta forma es la permeabilidad horizontal del yacimiento (K_h). La medición de la permeabilidad en tapones tomados perpendiculares a la dirección de flujo, permiten la determinación de la permeabilidad vertical del yacimiento (K_v).

2.5.2.2.1 Determinación de la permeabilidad

La permeabilidad se mide haciendo pasar un fluido de viscosidad (μ) conocida a través del tapón de la roca, al cual se le han medido las dimensiones (A y L), luego se determina la tasa de flujo (q) y la caída de presión (ΔP), y se resuelve la ecuación de Darcy así:

$$K = \frac{q \cdot \mu \cdot L}{A \cdot \Delta P}$$

Durante las mediciones se utilizan gases secos como N_2 , He o aire, para determinar la permeabilidad, con la finalidad de minimizar las reacciones entre el fluido y la roca.

Las mediciones de permeabilidad se restringen a regiones de bajas tasas de flujo laminar. Para altas tasas de flujo, la ecuación de Darcy es inapropiada para describir la relación entre la tasa de flujo y la caída de presión.

2.5.2.2.2 Determinación de la permeabilidad con el permeámetro a gas

El permeámetro es un instrumento que sirve para realizar medidas de permeabilidad absoluta de rocas, forzando el flujo de un gas de viscosidad conocida a través de una muestra de sección y longitud conocidas.

Para determinar la permeabilidad absoluta de una muestra se sigue el siguiente procedimiento:

- Tomar las medidas de radio y longitud de la muestra,
- Se introduce la muestra de roca en un tapón de goma, de forma que quede ajustada, y así cualquier fluido que entre al núcleo pueda escapar a la atmósfera solo después de haber atravesado toda su longitud,
- Después se coloca el tapón con la muestra dentro del porta núcleos y se abre la llave de paso de la bombona, regulando el flujo de gas hasta un determinado valor de diferencial de presión, y,
- Se lee el flujo de gas en el rotámetro, para determinar la viscosidad del gas usado es necesario conocer la temperatura a la que se encuentra.

El cálculo de la permeabilidad se realiza usando la Ley de Darcy, debido a que el fluido utilizado es un gas y se trabaja a bajas presiones; los valores de permeabilidad obtenidos serán mayores a la permeabilidad real de la muestra, por el efecto Klinkenberg, para corregir este efecto se debe realizar una gráfica de permeabilidad versus el inverso de la presión promedio, con los puntos obtenidos se debe ajustar la mejor recta. La intersección de esta recta con el eje (Y) será el valor de la permeabilidad de la muestra corregida por el efecto Klinkenberg.

2.6 ANÁLISIS QUÍMICOS

2.6.1 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

La cristalografía de rayos X es una técnica que consiste en hacer pasar un haz de rayos X a través de un cristal de la sustancia sujeta a estudio. El haz se divide en varias direcciones debido a la simetría de la agrupación de átomos y, por difracción, da lugar a un patrón de intensidades que puede interpretarse según la ubicación de los átomos en el cristal, aplicando la ley de Bragg.

Esta es una de las técnicas que goza de mayor prestigio entre la comunidad científica para dilucidar estructuras cristalinas, debido a su precisión y a la experiencia acumulada durante décadas, elementos que la hacen muy fiable. Sus mayores limitaciones se deben a la necesidad de trabajar con sistemas cristalinos,

por lo que no es aplicable a disoluciones, a sistemas biológicos, a sistemas amorfos o a gases.

La fórmula de Bragg permite calcular la longitud de onda de los rayos a partir de la constante reticular (d), o inversamente si se conoce la longitud de onda, y de aquí su doble aplicación al estudio de los rayos X y de la estructura de los cristales.

$$n \cdot \lambda = 2d \cdot \sin \theta$$

Dónde:

n es un número entero,

λ es la longitud de onda de los rayos X,

d es la distancia entre los planos de la red cristalina y,

θ es el ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión.

2.6.1.1 Métodos de difracción de rayos x

2.6.1.1.1 Método de Laue

Consiste en hacer incidir en un cristal un espectro continuo de rayos X, de tal manera que para cada longitud de onda, existirá un determinado ángulo. En el método de transmisión de Laue los haces difractados forman un patrón de machas circular o elíptico y en cambio, y el patrón formado en el método de reflexión de Laue son hipérbolas.

2.6.1.1.2 Método de rotación de cristal

Se hace incidir un haz de rayos X monocromáticos sobre un cristal, para detectar los haces difractados, la película es envuelta de forma cilíndrica de tal manera que rodee al cristal. El cristal se hace girar sobre el eje perpendicular al haz incidente, el cual coincide con el eje del cilindro. Para encontrar el ángulo al cual se cumple la ley de Bragg, el giro del cristal se hace sucesivamente de 0° a 90° , hasta encontrar el patrón de difracción mostrado en la figura.

2.6.1.1.3 Método del polvo

La muestra a analizar se reduce a polvo de tal manera que forme un conjunto de pequeños cristales. Si se tuviese un cristal y en él se hiciera incidir un haz monocromático, el haz se difractaría a un ángulo en particular. Al hacer girar este cristal de 0° a 360° , el haz formará un cono cuyo eje coincide con el del haz incidente. El interés de este método en tomar varios cristales, es formar este cono con las distintas orientaciones posibles de los diversos cristales.

3 MARCO GEOTECTÓNICO

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL

3.1.1 GENERALIDADES

El Ecuador comprende tres regiones morfoestructurales principales: al Oeste, hacia el Océano Pacífico una planicie Costera (Costa); en el centro, la región Andina constituida por la Cordillera Occidental, y la Cordillera Real, separadas por el Valle Interandino; finalmente al Este la Cuenca Amazónica u Oriente; estas tres grandes regiones corresponden a las denominadas zonas de antearco, arco volcánico y de trasarco respectivamente, relacionadas con un modelo típico de una zona de subducción que en el Ecuador involucra a la Placa Oceánica Nazca que se subduce bajo la Placa Continental Sudamericana. Que se muestra en la siguiente figura:

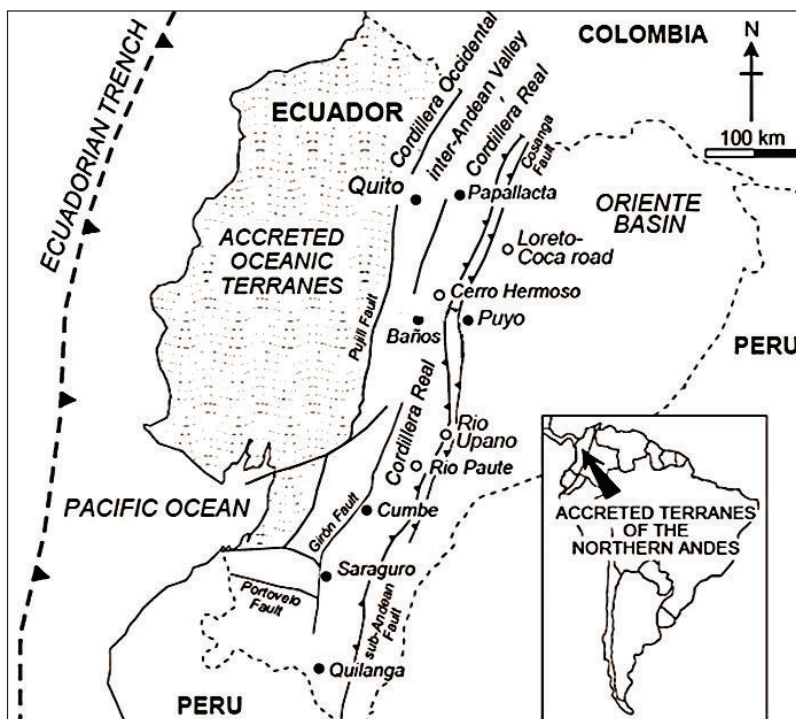


Figura 37 - Componentes estructurales del Ecuador
(Modificado de Pratt, 2005)

La planicie Costera (Costa) ha sido identificada como terreno alóctono de origen oceánico (Goossens y Rose, 1973; Juteau et al., 1977; Lebrat et al., 1987) acreciendo al margen continental durante el Cretácico Tardío - Terciario Temprano. Sobre éste terreno se ha desarrollado una cuenca de ante-arco compuesta de potentes secuencias sedimentares de origen continental en el Neógeno (Benítez, 1991) y Cuaternario (Egües et al., 1997).

La región Andina comprende dos cadenas montañosas que se encuentran separadas por el Valle Interandino en la parte septentrional y por cuencas sedimentarias del Neógeno en la parte Sur del país.

Desde el este, la Cordillera Real, con un basamento formado por rocas metamorizadas de origen oceánico y continental, formando cinturones alargados de dirección andina, separados por grandes fallas regionales, los metasedimentos probablemente paleozoicos afectados por granitoides tipo S de edad triásica y conjuntos volcano-magmáticos y volcano-sedimentarios marinos y continentales de edad jurásica (Litherland y Aspden, 1992), conforman esta cadena montañosa. Al Oeste del valle interandino se encuentra la Cordillera Occidental, cuyo basamento está formado por conjuntos litológicos acrecionados (Egüez, 1986; Lebrat et al., 1987) comparables en edad y litología a los reportados en la Costa. Ambas cordilleras además de la depresión entre ellas tienen una cobertura de productos volcánicos de arco calco-alcálico de edad desde Oligoceno hasta el Presente.

La Cuenca Oriente, es una cuenca sedimentaria de trasarco donde aparecen principalmente depósitos sedimentarios marinos y continentales desde el Paleozoico al Cuaternario (Tschopp, 1953; Balkwill et al., 1995). Las rocas marinas del Devónico al Carbonífero afloran de manera restringida en la parte sur. El Triásico-Jurásico incluye depósitos sedimentarios marinos y continentales y una importante cadena de batolitos calco-alcálicos (Barragán y Baby, 2005), ha sido estructurada dentro de un sistema extensivo desarrollado en el Permo-Triásico y el Jurásico, presentando posteriormente esfuerzos transpresivos a partir del Cretácico Tardío, provocando la emersión de la Cordillera Real y la formación del sistema de Cuenca de ante-país propiamente dicha. Un megaciclo marino transgresivo-regresivo se inicia en el Aptiano y termina en el Paleoceno, cuando se hace evidente la surrección de la Cordillera Real. Desde el Oligoceno la

sucesión sedimentaria continental representa el desarrollo de la cuenca tras-arco que se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos. (Eguez et al., 1997; Baby et al., 2004).

La Cuenca Oriente es parte de una gran cuenca pericratónica que se extiende entre los Andes y cratón Guayanés-Brasileño. Está situada al Este de la denominada Cordillera Real del Ecuador. Su morfología está caracterizada por relieves con alturas comprendidas entre 1,000 y 2,000 m. en la zona subandina e inferiores a 200 m. en la planicie amazónica. Los relieves subandinos considerados como los de mayor importancia dentro de la cuenca, corresponden al Levantamiento Napo, al NW, y de la Cordillera de Cutucú, al SW, entre los cuales desemboca el mega-cono aluvial del río Pastaza.

3.1.2 ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA

La Cuenca Oriente se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Terminal, los que provocan la emersión en el Eoceno de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de ante-país de trasarco propiamente dicha. Su deformación y la estructuración de sus campos petrolíferos resultan de la inversión tectónica de antiguas fallas normales ligadas a un sistema de rift de edad Triásico y/o Jurásico inferior (Baby P. et al, 2004).

El Pre-Aptiense está constituido por un grupo de formaciones, cuyas edades varían entre el Paleozoico y Mesozoico; y que reposan directamente sobre un basamento de edad Precámbrica asociado al Escudo Guayanés. Estas formaciones representan las primeras fases de evolución de la Cuenca Oriente y afloran únicamente en el Sistema Subandino, sobre todo el Jurásico. El Paleozoico y el Triásico afloran únicamente en la parte sur del Sistema Subandino. En el centro de la cuenca se conoce de estas formaciones solo mediante análisis de pozos y sísmica de reflexión (Díaz M. et al, 2004).

La sección Cretácica de la Cuenca Oriente, está constituida por las formaciones: Hollín y Napo; y el Miembro Basal de la Formación Tena. Sus miembros clásticos reflejan drásticos cambios paleogeográficos, variaciones laterales de facies y

fluctuaciones de la línea de costa de hasta 200 Km. dentro de la plataforma marina somera oriente.

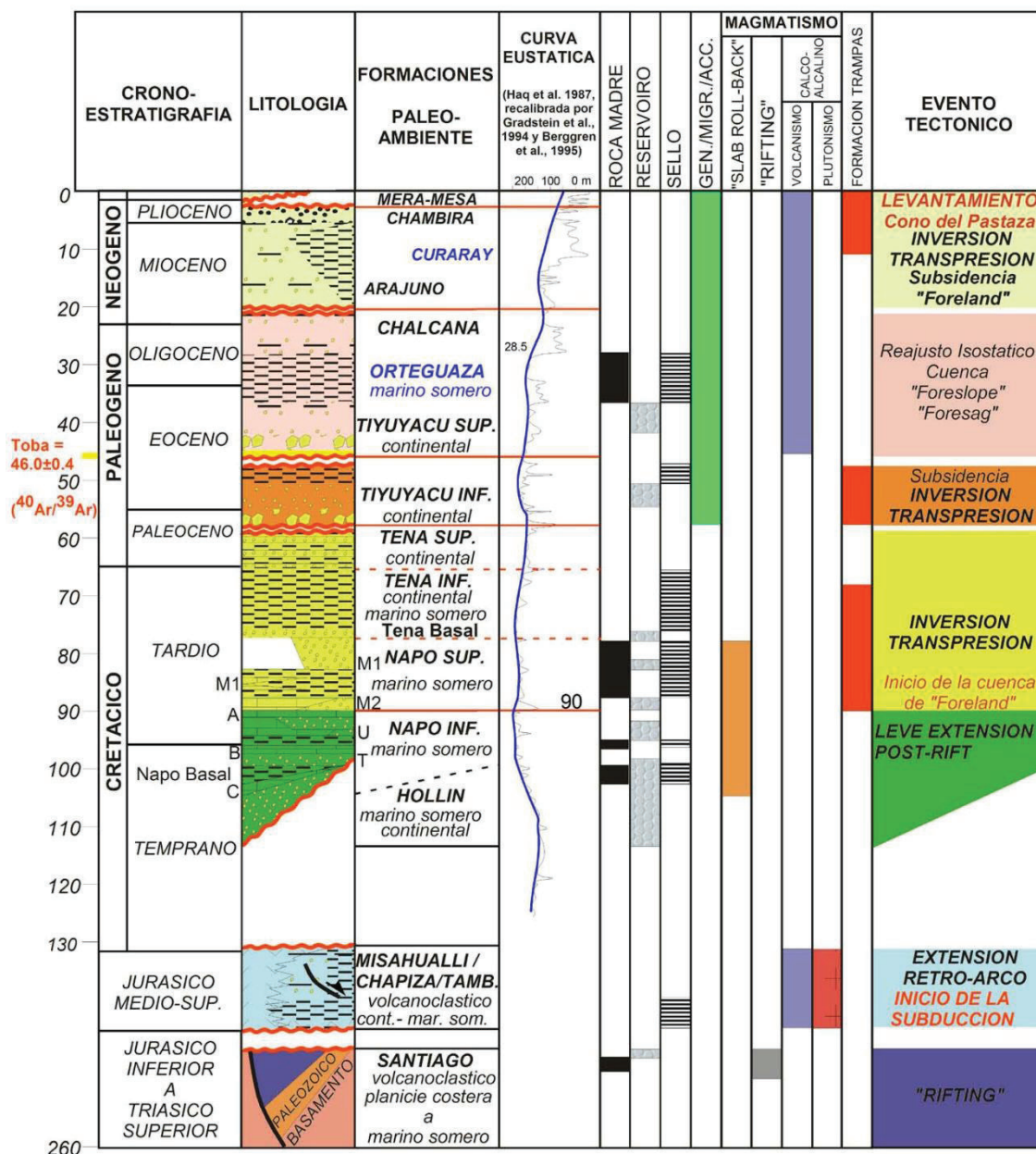


Figura 38 - Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente con sus eventos tectónicos, magmatismo asociado, y sistemas petrolíferos
Tomada de Baby et al (2004)

Barragán et al (2004), diferencian al menos 5 secuencias deposicionales, en un marco de estratigrafía secuencial de segundo orden en la escala de Haq et al (1987), y asociadas a las variaciones eustáticas globales del nivel del mar. Varios

cuerpos ígneos básicos alcalinos han sido ubicados en esta secuencia sedimentaria.

A partir del Turoniano, la Cuenca Oriente, posiblemente ya se ubica en una posición de cuenca de ante-país de transarco. Su funcionamiento durante el Cenozoico y Cuaternario es complejo y controlado por el levantamiento de los Andes.

A continuación se realiza una síntesis de la geología de la secuencia cretácica de la Cuenca Oriente enmarcando cada unidad por edad, litología, relaciones estratigráficas con otras unidades y ambiente deposicional.

3.1.2.1 Jurásico temprano - Cretácico temprano

– Formaciones Chapiza, Yaupi y Misahuallí (Goldschmid, 1941)

Las Formaciones Misahuallí, Chapiza y Yaupi pertenecen al mismo ciclo tectono-sedimentario, controlado por el arco volcánico Jurásico de orientación NNE-SSW, conocido desde Perú hasta Colombia (Baby, 1998).

Edad: Para la Formación Misahuallí: Liásico tardío - Jurásico superior temprano (190 - 150 Mi. Pliensbachiano-Oxfordiano: (Romeuf et al, 1995; Baby, 1998)

Litología: La Formación Chapiza definida en el sur de la cuenca, comprende una sucesión de sedimentos clásticos continentales (capas rojas), que se depositaron en un ambiente continental de clima seco o desértico, con pequeñas incursiones marinas (transgresiones) de distribución local.

Tschopp (1953) introduce tres divisiones:

Chapiza Inferior, conocida como Chapiza roja y gris, consiste en una alternancia de lutitas, y areniscas de color gris, rosado y violeta, con evaporitas.

Chapiza Medio, es una alternancia de lutitas y areniscas de color rojo pero sin intercalaciones de evaporitas; y,

Chapiza Superior, que comprende lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo, y también areniscas feldespáticas, tobas de color gris, verde y violeta, areniscas tobáceas, brechas y basaltos. A este miembro se le da la categoría de formación y se le asigna el nombre de Yaupi en la parte norte de la cuenca (Baby

et al, 1998). La Formación Yaupi, definida en la parte norte de la cuenca por Jaillard (1997), corresponde a los depósitos de la parte superior de la Formación Chapiza datados del Jurásico Superior - Cretácico Temprano (Canfield et al, 1982). Estos depósitos están representados por tobas, intercaladas con limolitas y arcillolitas multicolores con basaltos datados en 132 Ma (Hall, y Calle, 1982). La diferencia de esta secuencia volcanoclástica con la categoría de formación se la da en base a la respuesta sísmica (Baby et al, 1998) y a su correlación con la columna del pozo Sacha Profundo (Rivadeneira, y Sánchez, 1989).

La formación volcánica Misahuallí, cuya zona de afloramiento parece estar restringida a la Zona Subandina, es equivalente lateral de los miembros inferior y medio de la Formación Chapiza (Jaillard, 1997) y probablemente de la Formación Yaupi. Está constituida de acumulaciones volcánicas masivas y gruesas (1000 a 3000 m de espesor), que forman parte del potente arco magmático que corre desde el norte de Perú hasta el norte de Colombia. Consiste en coladas de lavas de composición basáltica a riolítica y de depósitos piroclásticos: ignimbritas, dacitas, riolitas y tobas. Comprende también brechas volcánicas y areniscas volcanoclásticas.

Relaciones estratigráficas: las Formaciones Chapiza y Misahuallí, descansan en discordancia angular sobre la Formación Santiago (Jaillard, 1997; Baby et al, 1998). El tope de la formación Misahuallí está cubierto en discordancia angular y erosiva por las areniscas de la Formación Hollín. La Formación Hollín descansa en concordancia sobre la Formación Yaupi (Rivadeneira, y Baby, 1999).

Ambiente: Continental.

3.1.2.2 Cretácico

– Formación Hollín (Wasson, y Sinclair, 1927)

Edad: Aptiano Inferior – Albiano Inferior, (Jaillard, 1997). Se ha dividido en dos unidades. Miembro Hollín Inferior Principal (Aptiano Superior – Albiano Medio), y Miembro Hollin Superior (Albiano Medio a Tardío)(Ordoñez, 2006).

Litología: La Formación Hollín se compone de dos miembros, *el Miembro Hollín Principal*, que tiene areniscas de grano grueso a medio poco cementadas en este miembro se pueden diferenciar tres ambientes depositacionales definidos por White et al (1995). La parte basal es interpretada como depósitos fluviales de relleno de valles. Seguido, se da la depositación de la parte principal de la Formación Hollín caracterizada por una sucesión de depósitos de ríos entrelazados progradantes y diacrónicos de planicies aluviales (White et al, 1995) . Este sistema pasa progresivamente a ambientes distales de planicie aluvial costera tipo llanura de inundación influenciada por la acción de mareas y que cubren completamente las facies previas, representando la parte superior y el abandono total del sistema fluvial entrelazado de Hollín Principal. Progresivamente se observa un cambio hacia un sistema detrítico de baja energía, donde se evidencian los efectos de una transgresión marina que caracteriza a la Formación Hollín. Dos sistemas depositacionales son observados. La parte inferior es de tipo clástico de playa-deltaico-estuarino cubierto por facies de plataforma marina somera, donde la depositación de sedimentos transgresivos ocurrió de oeste a este sobre la zona subandina y a través de la Cuenca Oriente. Por lo tanto el miembro Hollín Superior representa los depósitos del sistema transgresivo (TST) (Baby et al, 2004)

Relaciones estratigráficas: La Formación Hollín, descansa en discordancia angular sobre el substrato precretácico (Tschopp, 1953) o en concordancia sobre la Formación Yaupi (Rivadeneira, y Baby, 1999).

Ambiente: Según White et al (1995), corresponde a una planicie aluvial trenzada, relleno de valle a la base, planicie de inundación y depósitos de costa.

3.1.2.3 Cretácico – Paleógeno.

– Formación Napo (Wasson, y Sinclair, 1927)

Edad: para toda la formación Napo se tiene una edad Albiano Inferior – Cretácico Tardío, (Jaillard, 1997).

Fue dividida en miembros y es descrita por litología y ambientes de depositación.

- Miembro *Caliza "C"*, Albiano medio temprano – Albiano medio tardío (Jaillard, 1997).

Litología: Consiste de calizas masivas y lutitas negras, con presencia de glauconita y fosfatos. La caliza es fosilífera intraclástica. (Vera, 1999).

Ambiente: Marino confinado (Jaillard, 1997).

- Miembro *Lutita Basal*, Albiano medio – Albiano tardío, (Jaillard, 1997)

Litología: Son lutitas laminadas, negras y ricas en ammonites e inoceramus hacia la base (Jaillard, 1997).

Ambiente: Plataforma marina abierta (Souza Cruz, 1988).

- Miembro *Caliza "T"*, Albiano Tardío, (Jaillard, 1997).

Litología: Es una alternancia de margas, calizas arenosas y glauconíticas, fosilíferas y bioturbadas (Jaillard, 1997).

Ambiente: Plataforma carbonatada somera y abierta a la base (Jaillard, 1997).

- *Arenisca "T" Superior.*

Litología: Bancos de areniscas glauconíticas generalmente calcáreas intercaladas con lutitas (White et al, 1997).

Ambiente: Plataforma marina abierta, estuario, canales de marea y bancos marinos glauconíticos.

- *Arenisca "T" Inferior (Principal)*, Cenomaniano Medio, (Jaillard, 1997).

Litología: Formada con areniscas cuarzosas con estratificación cruzada y laminación planar de grano grueso, pasando en dirección oeste a medio y fino.

Ambiente: Canales de marea hacia el oeste, relleno de valles incisos hacia el centro y ambiente deltáico y fluvial hacia el este de la cuenca (White et al, 1995).

- Miembro *Caliza "B"*, Albiano Tardío, (Jaillard, 1997).
 - Litología:* Lutitas y limolitas negras a la base, calizas densas fosilíferas y glauconíticas en la parte media y al tope lutitas negras laminadas intercaladas con calizas margosas (Jaillard, 1997; Rivadeneira et al, 1999).
 - Ambiente:* Marino anóxico de baja energía.
- Miembro *Lutita "U"*, Cenomaniano Temprano, (Jaillard, 1997)
 - Litología:* Son lutitas negras, ligeramente calcáreas o no calcáreas (Jaillard, 1997).
 - Ambiente:* Marino anóxico de baja energía (Jaillard, 1997).
- Miembro *Caliza "U"*, Cenomaniano temprano a medio, (Jaillard, 1997)
 - Litología:* Calizas fosilíferas., bioturbadas, arenosas y glauconíticas que alternan con lutitas o limolitas y delgados niveles de areniscas glauconíticas de grano fino (Jaillard, 1997).
 - Ambiente:* Plataforma carbonatada somera.
- Miembro *Arenisca "U"*
 - Litología:* Areniscas glauconíticas de grano fino, bioturbadas con cemento calcáreo intercaladas con lutitas y calizas.
 - Ambiente:* Plataforma marina, estuario, planicie costera (White et al, 1995).
- Miembro *Caliza "A"* Turoniano Temprano – Turoniano Medio, (Vallejo et al, 2002).
 - Litología:* Consiste de calizas micríticas, alternativamente claras y oscuras, masivas y laminadas, poco bioturbadas, con abundantes cherts negros y restos de peces, escasos bivalvos y ammonites enanos localmente abundantes. Presenta silicificación. Contiene abundante pirita y poco o nada de glauconita.
 - Ambiente:* Sub-mareal de baja energía. (Jaillard, 1997).
- *Caliza "A" Superior*, Turoniano Medio, (Jaillard, 1997).
 - Litología:* Son calizas masivas con bancos delgados de margas a la base, se distingue de la anterior por la abundancia de bioturbaciones y alto contenido de ammonites grandes y bivalvos. Está

parcialmente dolomitizada. Al tope abundan los cantos fosfáticos y niveles levemente arenosos y glauconíticos.

Ambiente: Depósito de mar abierto y de baja energía (Jaillard, 1997).

- Miembro *Arenisca "M-2"*: Turoniano Tardío (?) (Jaillard, 1997).

Litología: Consiste de una sucesión de arenas glauconíticas muy finas separadas por finas intercalaciones de lutitas calcáreas en el este de la cuenca (White et al, 1995) y pasa hacia el oeste, a lutitas y margas arenosas glauconíticas que hacia el tope son reemplazadas por calizas (Jaillard, 1997).

Ambiente: Plataforma carbonatada abierta somera de baja energía (Jaillard, 1997).

- Miembro *Caliza "M-2"*, Turoniano Tardío a Coniaciano Temprano, (Jaillard, 1997).

Litología: Son calizas fosilíferas, interestratificadas con lutitas (White et al, 1995), la parte superior está constituida de calizas margosas fosilíferas bioturbadas, y el tope está marcado por una superficie de emersión (Jaillard, 1997).

Ambiente: Marino profundo y confinado de baja energía en la base y pasa a un medio más abierto y somero al tope (Jaillard, 1997).

- Miembro *Caliza "M-1"*, Coniaciano Temprano, (Jaillard, 1997).

Litología: Sucesión de calizas, lutitas y margas (Jaillard, 1997).

Ambiente: Son de ambiente de plataforma anóxica carbonatada en la base; al tope es una plataforma anóxica restringida.

- Miembro *Lutita "M-1"*, Santoniano Tardío – Campaniano Temprano (Jaillard, 1997).

Litología: Lutitas negras y grises oscuras ricas en materia orgánica con esporádicos lentes calcáreos o limo arenosos. (Rivadeneira M. et al, 1995).

Ambiente: Plataforma marina somera asociado un máximo de inundación. Baby et al, 2014)

- *Arenisca "M-1" Inferior*, Campaniano Medio, (Raynaud et al, 1993).

Litología: Areniscas masivas, gruesas, frecuentemente microconglomeráticas a la base (Rivadeneira et al, 1995).

Ambiente: Fluvial y canales de marea en un ambiente estuarino (Rivadeneira et al, 1995).

- Arenisca "M-1" Superior, Campaniano Medio, (Raynaud et al, 1993).

Litología: Areniscas a veces glauconíticas con intercalaciones de lutitas, luego sobreyacidos por sedimentos pantanosos los cuales formaron capas de carbón.

- Formación Tena (Wasson T., y Sinclair J., 1927)

Esta Formación consta de tres miembros.

- Miembro *Arenisca Tena Basal*, Maastrichtiano Temprano, (Jaillard, 1997).

Litología: Es un cuerpo lenticular de areniscas de grano medio a grueso, fino hacia el techo, de buena a regular selección, (Jaillard, 1995).

- Miembro *Tena Inferior*, Maastrichtiano, (Faucher B., y Savoyat E., 1973)

Litología: Limolitas y areniscas rojas continentales de grano fino. (Jaillard E., 1997).

- Miembro *Tena Superior*, Paleoceno, (Jaillard et al, 1997)

Litología: Consiste en limolitas y areniscas rojas continentales (Jaillard, 1997).

Ambiente: El Miembro Arenisca Tena Basal es un delta de marea al tope en el Miembro Tena Superior pasa a un ambiente continental de abanico aluvial distal (Baby et al, 1998).

Relaciones estratigráficas: La Formación Tena sobreyace discordantemente (hiato erosivo) a la Formación Napo (Tschopp, 1953). Entre el miembro Tena Inferior y Tena Superior existe un *hiatus* sedimentario no deposicional (Jaillard, 1997). Hacia el tope hay una discordancia angular de bajo ángulo y también un hiato estratigráfico - erosional representado por un brusco cambio de facies de los conglomerados de la Formación Tiyuyacu (Tschopp, 1953).

3.1.3 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

3.1.3.1 Estilo Tectónico y Dominios Estructurales

Estudios realizados mediante el análisis de secciones sísmicas y de datos estructurales de campo, ponen en evidencia 3 dominios estructurales que están controlados por mega-fallas de rumbo, orientadas principalmente N-S o NNE-SSO (Baby et al 1999).

Estos dominios estructurales-petrolíferos, se les asignó la categoría de “Plays” los cuales presentan características geométricas y cinéticas relacionadas a una herencia pre-cretácica propia; como son: el Sistema Subandino <Play occidental>, el Corredor Sacha-Shushufindi <Play central>, y el Sistema Capirón-Tiputini <Play oriental>. (Baby et al., 1999)

3.1.3.1.1 Dominio Occidental, Sistema Subandino

El Sistema Subandino constituye la parte aflorante de la Cuenca Oriente y permite observar el estilo de las últimas deformaciones. En los afloramientos, se observan fallas inversas de alto a bajo ángulo, las mismas que son características de una tectónica transpresiva con movimientos dextrales. Este dominio tectónico se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y el Cuaternario. La morfología y las series sedimentarias implicadas en la deformación conducen a diferenciar del norte al sur tres zonas morfo-estructurales.

- **Levantamiento Napo (Frente Subandino)**, Pertenece a un inmenso domo, limitado al este y al oeste por fallas de rumbo, donde afloran las formaciones sedimentarias cretácicas y terciarias de la Cuenca Oriente. El substrato del Cretácico está constituido por la Formación volcánica Misahuallí (Jurásico Medio a Superior) en la parte central y por el Granito de Abitagua en el borde occidental.

El borde oriental del frente subandino, está constituido por una estructura compresiva, tipo estructura en flor positiva (Baby et al, 1998). Y el borde occidental, está deformado por fallas de rumbo que limitan con un bloque compuesto por el Batolito de Abitagua y de una cobertura de sedimentos mesozoicos levemente metamorfozados. A lo largo de la falla de rumbo que limita

el Batolito de Abitagua de la parte este de la Zona Subandina, se encuentran los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco.

- **Depresión Pastaza**, Corresponde a la zona de transición entre el Levantamiento Napo y el Levantamiento Cutucú, donde afloran esencialmente sedimentos neógenos y cuaternarios, se aprecia un cambio en la geometría de las fallas que se vuelven más cabalgantes al contacto Zona Subandina-Cordillera Oriental. Así, una revisión de campo permitió descubrir el klippe tectónico del Río Llushín compuesto de sedimentos metamorizados de la Formación Pumbuiza, en contacto anormal sub-horizontal sobre la Formación Napo y la Formación Tena. (Baby et al, 1998)

- **Levantamiento Cutucú**, Forma parte del dominio central, aunque, se caracteriza por un cambio de orientación de las estructuras, de N-S a NNW-SSE y la aparición de nuevas formaciones pre-cretácicas. Afloran las formaciones triásicas y jurásicas Santiago y Chapiza.

En la parte sur, se lo interpreta como una estructura en flor (Baby et al, 1998), estudios de campo realizados por Christophoul (1998) muestran que el frente subandino corresponde, en superficie, un sistema de corrimientos con vergencia oeste, relacionados con una cuña intercutánea profunda con vergencia este. Hacia el norte, este sistema de retro-corrimientos cabalga el borde este de la estructura en flor del Levantamiento Cutucú. Hacia el sur, el sistema de retro-corrimientos se desarrolla según una orientación NNW-SSE y forma el borde oriental de la Cuenca Santiago de Perú (Rivadeneira, y Baby, 1999).

3.1.3.1.2 Dominio Central, Corredor Sacha -Shushufindi

El Corredor Sacha-Shushufindi, abarca los campos petrolíferos más importantes del Ecuador. Está deformado por mega-fallas de rumbo, orientadas en dirección NNE-SSW, que se verticalizan en profundidad y pueden evolucionar a estructuras en flor hacia la superficie.

Las mega-fallas de rumbo han funcionado ya en el Pre-Cretácico, esas mega-fallas de rumbo han sido reactivadas e invertidas en transpresión dextral durante el Cretácico Superior, el Terciario y el Cuaternario. Están asociadas durante el Cretácico Superior a la extrusión de cuerpos volcánicos (Barragán et al, 2005).

3.1.3.1.3 Dominio Oriental, Sistema Invertido Capirón – Tiputini

Se trata de un dominio estructural más ancho que el Corredor Sacha - Shushufindi. Las estructuras y campos petrolíferos más importantes se encuentran en el borde oriental como las estructuras: Tiputini, Tambococha, Ishpingo, Imuya, y en el borde occidental: estructura Capirón, también en la parte central la estructura Yuturi. El estilo de la deformación presenta estructuras oblicuas en échelon, fallas verticales en superficie, que expresan, como en el Corredor Sacha-Shushufindi, rige un régimen tectónico en transpresión dextral.

El Sistema Invertido Capirón-Tiputini corresponde a la inversión de una cuenca extensiva estructurada por fallas lítricas, diferente del Corredor Sacha-Shushufindi, y probablemente de edad Permo-Triásico. Esa inversión provocó un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca a partir del Eoceno, donde estructuras eocénicas están erosionadas y selladas por la base de la Formación Tiyuyacu Superior (Baby et al, 1998).

3.1.3.2 Etapas de deformación

La Cuenca Oriente se ubica en una zona estructuralmente muy compleja justo al norte de la charnela entre los Andes centrales y los Andes septentrionales, sometida a cambios de esfuerzos importantes dando lugar a una fuerte actividad sísmica y volcánica.

El análisis detallado de las estructuras ha permitido identificar tres etapas de inversión tectónica, presentes a partir del Turoniano, luego de la depositación de la Caliza "A".

3.1.3.2.1 Extensión Pre-Cretácica

El Pre-Cretácico se desarrolla hacia el sur de la Cuenca Oriente. Se caracteriza por una cuña sedimentaria Paleozoica, que se bisela hacia el este y por semi-grabens de edad permo-triásica o jurásica, erosionados y sellados por la Formación Yaupi o la Formación Hollín (Rivadeneira, y Baby, 1999). La mayoría

están invertidos durante el Cretácico y el Terciario. En el dominio oriental de la cuenca, algunos permanecen no deformados y sellados por la Formación Yaupi. El substrato está constituido de sedimentos paleozoicos. (Rivadeneira, y Baby, 1999) y el relleno de los semi-grabens corresponde a las formaciones Sacha-Santiago-Chapiza (?) en el Corredor Sacha-Shushufindi y en el Sistema Invertido Capirón-Tiputini;

3.1.3.2.2 Extensión Napo Basal o Inferior (?) (Albiano a Cenomaniano)

Algunas secciones sísmicas, permiten evidenciar pequeñas fallas normales que afectan la Formación Hollín y la parte inferior de la Formación Napo. La mayoría de estas fallas fue invertida durante las etapas de deformación compresivas posteriores, que probablemente controlaron la sedimentación de ciertos cuerpos arenosos conocidos como reservorios. (Rivadeneira, y Baby, 1999).

3.1.3.2.3 Inversión Napo Superior - Tena Inferior (Campaniano a Maastrichtiano)

La primera etapa de deformación compresiva, calificada de inversión tectónica en régimen transpresivo dextral, se produjo durante la sedimentación de la Formación Tena Inferior, como resultado de la colisión del Plateau Caribe (Vallejo et al, 2006).

En la parte oeste de la cuenca, las estructuras como Bermejo presentan una deformación sin-sedimentaria en la Formación Tena (discordancia progresiva), que registró este evento de deformación transpresiva. (Rivadeneira, y Baby, 1999).

La mayoría de los campos productores del Oriente Ecuatoriano, están afectados por esta primera etapa de deformación que coincide con la fase de deformación compresiva peruana descrita más al sur (Jaillard, 1993; Gil et al, 1996).

3.1.3.2.4 Inversión Tiyuyacu Inferior (Eoceno Temprano)

El análisis de la sísmica a nivel regional ha permitido definir una superficie de erosión intra-Tiyuyacu, esa superficie de erosión provoca variaciones de espesor de la Tiyuyacu Inferior y delimita así una deformación pre-Tiyuyacu Superior.

Se trata de una deformación sin-sedimentaria en la Tiyuyacu Inferior que confirma la importancia de esta tercera etapa de deformación transpresiva probablemente de edad Eoceno Inferior que marca el inicio de la cuenca de antepaís andino. (Rivadeneira, y Baby, 1999)

3.1.3.2.5 Inversión Plioceno –Cuaternario

Es la última y una de las principales etapas de inversión tectónica de la Cuenca Oriente. Es responsable del levantamiento de la zona subandina y levanta toda la columna sedimentaria de la Cuenca Oriente, hasta lahares cuaternarios (Rivadeneira, y Baby, 1999).

Esta etapa de deformación es contemporánea de los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco. El ampo Bermejo se desarrolló en el eje de la estructura en flor del frente orogénico a partir del Maastrichtiano, y fue levantado en el Plio-Cuaternario.

La sísmica muestra que muchas de las fallas invertidas de la cuenca de antepaís han sido reactivadas durante esta época.

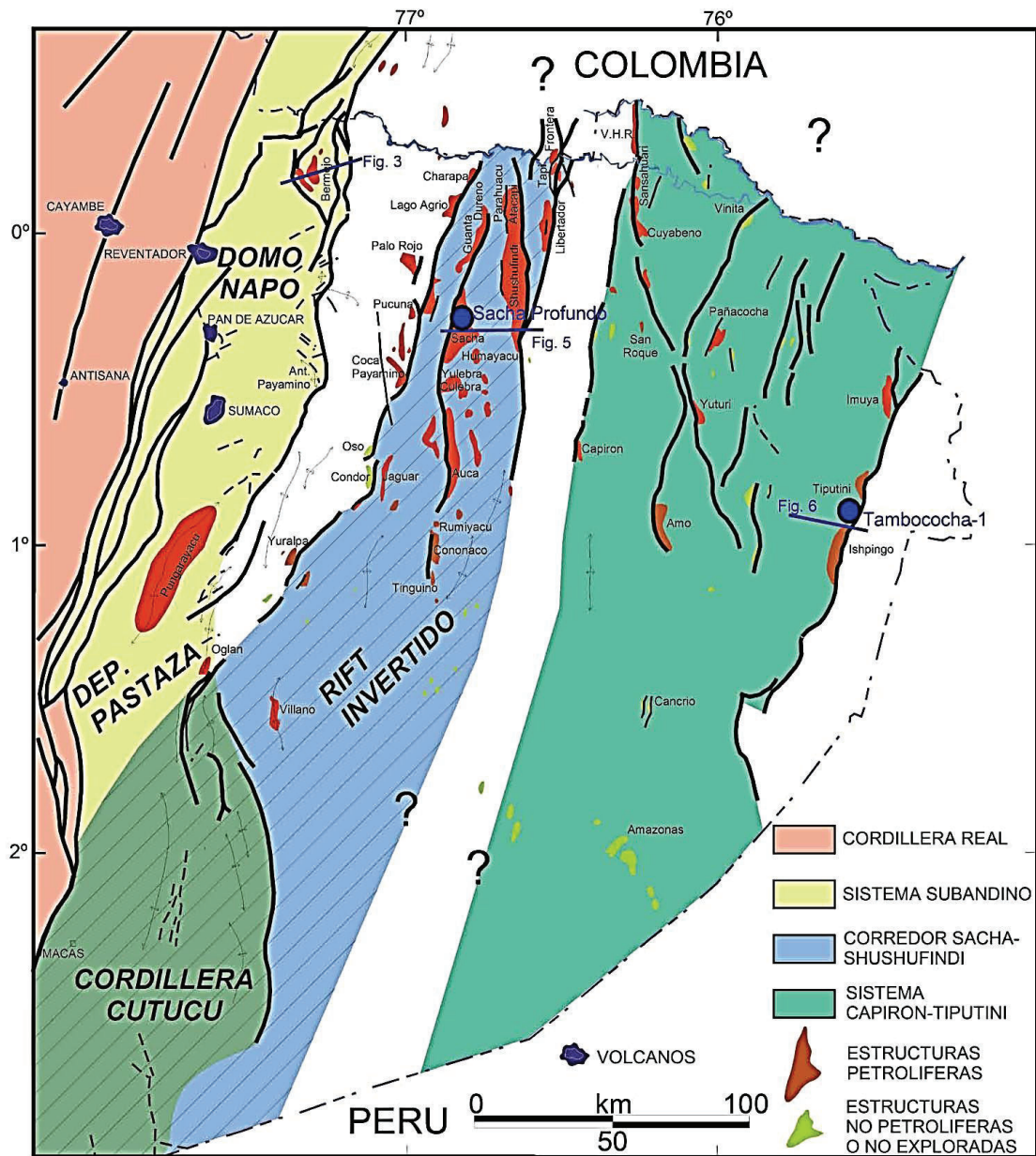


Fig. 39 – Mapa tectónico de la Cuenca Oriente

Tomado Baby et al (2004).

3.2 GEOLOGÍA LOCAL

La geología local fue realizada como una síntesis de los informes de factibilidad de la geología del Proyecto Hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair (Figura 40), y se detalla a continuación:

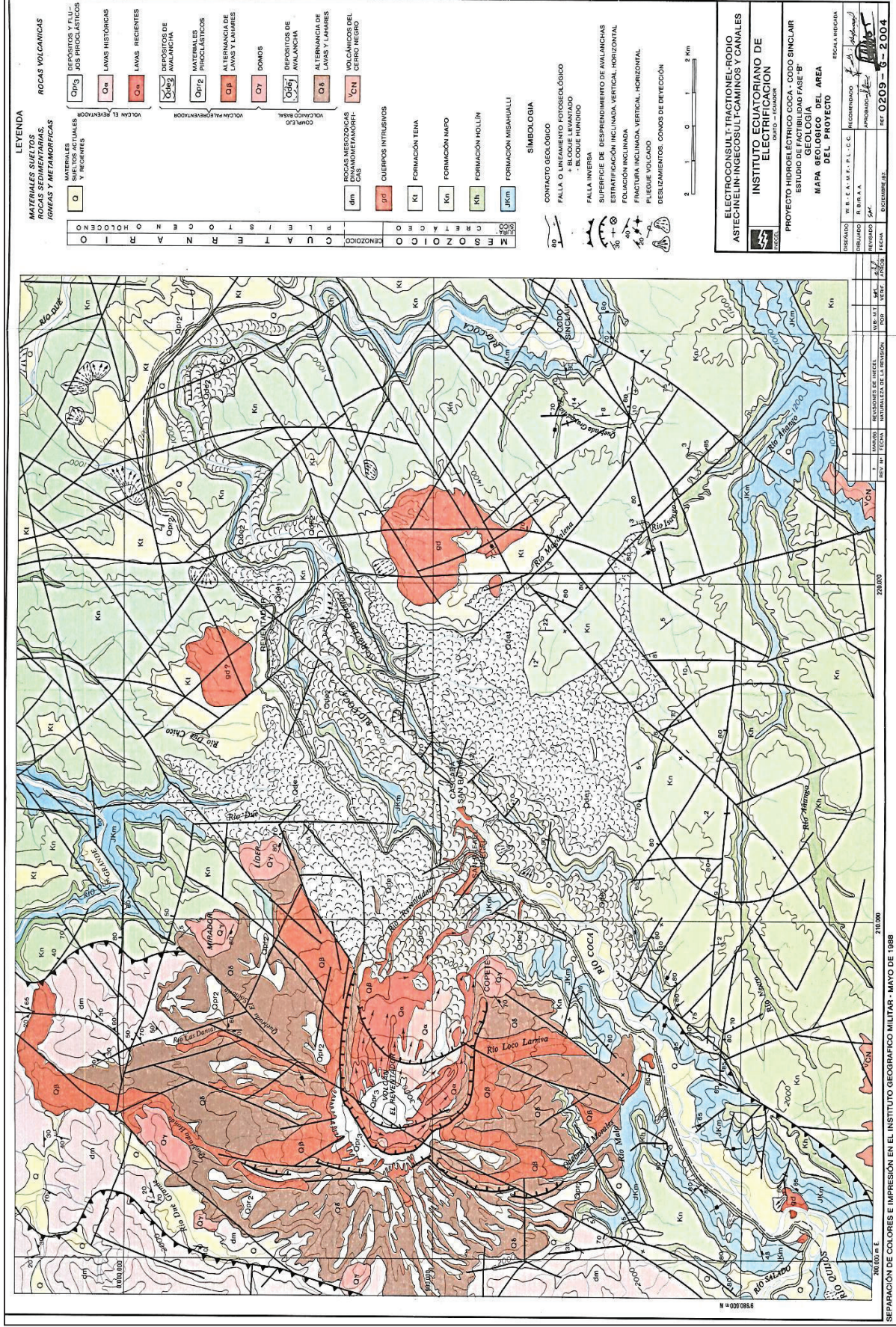


Figura 40: Mapa geológico del proyecto hidroeléctrico Coca-Codo Sinclair. Tomado de : Informe de prefactibilidad, proyecto Coca Codo Sinclair (INECEL, 1987)

3.2.1 MORFOLOGÍA

El área del proyecto está ubicada en la zona subandina que constituye una franja de transición entre la Cordillera Real y la Llanura Amazónica. Comprenden también el sector de los cabalgamientos y las escamas, caracterizados por un relieve accidentado controlado por factores morfogénicos, tales como el levantamiento del basamento cristalino, la actividad volcánica cuaternaria y el fuerte poder erosivo de los ríos. Los paisajes predominantes son el relieve volcánico expresado en el volcán El Reventador, la altiplanicie bordeada por el río Coca, y el fondo del valle del río Coca y las laderas del mismo valle.

3.2.2 ESTRATIGRAFÍA

Dentro del área afloran rocas paleozoicas pertenecientes al complejo metamórfico de la Cordillera Real, rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias correspondientes a las formaciones jurásicas, cretácicas y cenozoicas y depósitos plio-cuaternarios.

3.2.2.1 Rocas paleozoicas

Las rocas de la Formación Pumbuiza, afloran en el occidente del río Salado y están representadas por un conjunto de rocas metamórficas: cuarcitas, esquistos gráficas, ortogneis y esquistos cloríticos, se extiende en una franja de dirección SW-NE que se acuñan entre las rocas intrusivas en el sector de los ríos Cascabel y San Simón.

3.2.2.2 Rocas Jurásicas

Se encuentran al este del río Salado formando el basamento del área del Proyecto Coca Codo Sinclair. Están representadas por la formación Misahuallí constituida por: andesitas, riolitas, brechas y tobas volcánicas con un predominio

de estas últimas. La Formación Misahuallí está datada del Jurásico Inferior a Medio (Hall y Calle, 1982)

3.2.2.3 Rocas Cretácicas - Paleoceno

Se les ha agrupado en tres formaciones sedimentarias: Hollín, Napo y Tena, que recubren a la Formación Misahuallí.

- **Formación Hollín:** Descansa sobre la Formación Misahuallí con una discordancia angular y está constituida por capas métricas de areniscas cuarzosas de grano fino a grueso y de color blanco a amarillo. Afloran en todos los bordes abruptos y de manera continua, en la margen derecha del río Coca. Se la considera perteneciente al Cretácico inferior (Albiano inferior- Aptiano).

- **Formación Napo:** Constituida por sedimentos marinos que recubren a la Formación Hollín, con un contacto transicional; presenta afloramientos areales de grandes dimensiones. Está formada por lutitas, areniscas glauconíticas, calizas, margas y lutitas silicificadas dispuestas en capas de espesor variable. En el área del Proyecto se halla parcialmente cubierta por los depósitos de avalancha de escombros; se la considera perteneciente al Cretácico medio y superior.

- **Formación Tena:** Consiste de arcillas de color pardo rojizo con intercalaciones de areniscas, en la parte basal y superior, que reflejan una deposición de un ambiente salobre a continental. Su principal zona de afloramiento está ubicada al noreste del mapa. Se considera de una edad Cretácica Superior a Paleoceno.

3.2.2.4 Rocas Intrusivas

Afloran en varios sitios (Figura 40) y se las ha diferenciado con los nombres informales relacionados al lugar geográfico en el que se encuentran.

- *Intrusivo Diviso:* Es un cuerpo granodiorítico que se encuentra formando la Cordillera, en el curso medio del río Salado; es el de mayores dimensiones entre los que afloran en el área.

- *Intrusivo Cascabel*: De composición granodiorítica, se encuentra formando la margen occidental, del río Salado entre los ríos Cascabel y San Simón. No se ha establecido su edad pero parecen ser una continuación del cuerpo plutónico de La Bonita y, lo que sugiere una edad jurásica.

- *Intrusivo Salado*: Es un cuerpo granodiorítico de forma piramidal que se halla intruyendo a la formación Misahuallí y, por tanto de edad post-jurásica.

- *Intrusivo Mirador*: Es un cuerpo micro-cuarzodiorítico que ha intruido a las formaciones Napo y Tena en las cuales tiene un contacto fallado y con alteración hidrotermal. Es un stock de edad posiblemente terciaria.

- *Intrusivo Reventador*: Por encontrarse intruyendo a las formaciones Napo y Tena, puede considerarse de edad terciaria.

3.2.2.5 Depósitos Cuaternarios

Son principalmente superficiales de origen volcánico, aluvial y de ladera, que cubren una parte del área del proyecto.

- *Depósitos de avalanchas de escombros*: Consecuentes al colapso de los edificios volcánicos antiguos de El Reventador, se extienden en el valle del río Coca hasta el altiplano. Están constituidos por una mezcla caótica de derrames lávicos, lahares, y depósitos piroclásticos.

- *Depósitos Laharíticos*: Constituidos por fragmentos de rocas volcánicas de tamaño y forma variable dispuestos en una matriz limo-arenosa, se hallan distribuidos indistintamente en el valle del río Coca y sus afluentes.

- *Depósitos fluvio-lacustres*: Forman capas de limo, de color marrón a gris, finamente estratificadas y horizontales que se depositaron cuando estuvo represado el río Coca, debido a la irrupción de derrames lávicos y materiales de avalancha de escombros provenientes del volcán Paleo-reventador.

- *Depósitos Recientes*: Representados por coluviones, conos de deyección, depósitos aluviales, y escombros de talud. Los coluviones son materiales sueltos compuestos de bloques y fragmentos que descienden de las laderas mezclados con suelos o roca meteorizada.

- *Conos de deyección*: Están compuestos por fragmentos de roca englobados en una matriz limo-arenosa, se hallan restringidos a las partes bajas de las quebradas.
- *Depósitos aluviales*: Conformados por una mezcla de grava, cantos rodados y arena a veces algo limosa, que forman las terrazas actuales, recientes y antiguas.
- *Escombros de Talud*: Formados como producto de la caída gravitacional de bloques desprendidos desde las laderas rocosas y acumuladas en las pendientes suaves.

3.2.3 ESTRUCTURA Y TECTÓNICA

El elemento estructural más importante en el área del Proyecto Hidroeléctrico Coca Codo Sinclair es el Levantamiento Napo, un mega-anticlinal de eje N25°E que involucra formaciones sedimentarias mesozoicas-cenozoicas, limitado al oeste por una serie de cabalgamientos, con buzamientos al W-NW, que forman un contacto tectónico con las unidades metamórficas paleozoicas de la Cordillera Real. En el área del proyecto se pueden distinguir las siguientes zonas relacionadas con el tipo dominante de deformación.

3.2.3.1 Zona de cabalgamientos

Está constituida por el núcleo cristalino precámbrico y paleozoico de la Cordillera Real, y limitada al este, por el frente principal de los cabalgamientos andinos que la pone en contacto con las formaciones metamórficas mesozoicas.

3.2.3.2 Zona de escamas

Tiene una forma alargada en sentido NNE-SSW y se halla limitada, al oeste, por el frente principal de los cabalgamientos andinos, y a este, por el cabalgamiento más oriental denominado cabalgamiento del Reventador. El volcán Reventador está ubicado sobre el límite oriental de esta zona, en coincidencia con un marcado alineamiento de fallas distensivas.

3.2.3.3 Zona del Reventador

Tiene la forma de una franja alargada en dirección NE que se acuña al norte del volcán. Su límite occidental está definido por el cabalgamiento del Reventador que también limita a la zona sujeta a metamorfismo, en esta zona están presentes deformaciones compresivas evidenciadas por fallas inversas hasta de bajo ángulo, con direcciones predominantes N45°E, S45°E, y N30°E.

3.2.3.4 Zona del río Dué Grande

Está limitada al SE por el alineamiento del río Coca y, al Oeste por el cabalgamiento del Reventador. Como su principal característica se destaca una inmersión hacia el NE del monoclin regional que, presenta un abombamiento local debido a la intrusión de un cuerpo plutónico terciario. El monoclin está interrumpido por una flexura NS y un pequeño N45°E en su parte más septentrional, las principales fallas tienen una dirección similar a la de esta estructura.

3.2.3.5 Zona del Cerro Negro

Constituye la parte meridional de la faja subandina, dentro de la región de estudio y se presenta relativamente tranquila. El monoclin regional se inclina hacia el este sin presentar accidentes de importancia. En superficie se observan solo algunas fallas, aparentemente subverticales, de dirección S60°E que constituyen una prolongación del lineamiento del Salado y, en menor proporción, fallas orientadas N45°E.

3.2.3.6 Zona de Lumbaqui

Está formada por la parte N-S más oriental del levantamiento del Napo, comprendida entre la flexura marginal y la flexura de la zona de flexuras del Proyecto Coca Codo Sinclair, al oeste. La primera aparece afectada por fallas trascurrentes de separación y por pliegues menores. Aparte de los accidentes

que la limitan, esta zona no presenta estructuras destacables. El monoclinial regional se inclina hacia el este.

3.2.4 SISMOLOGÍA

Con base en el análisis de los datos sísmicos del campo lejano se ha determinado que las zonas que influyen mayormente en el riesgo sísmico del área del proyecto son: la depresión interandina, y el frente subandino de los cabalgamientos, con su franja de deformación resultante de una compresión orientada hacia el ENE que se descompone en un empuje ortogonal a la misma y otro, transcurrente dextral, a lo largo de la dirección predominante de los lineamientos tectónicos (N30°E).

Con base en el análisis del riesgo sísmico del campo lejano se obtuvieron los siguientes valores para el sismo máximo probable: $a_{\max}= 260 \text{ cm/s}^2$, $v_{\max}=32 \text{ cm/s}$, $d_{\max}=24 \text{ cm}$, PR(período de retorno)=450 años

4 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN

4.1 TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS Y OBTENCIÓN DE DATOS

Para el desarrollo del proyecto, se utilizó una población de 57 muestras que fueron facilitadas por el Dr. Cristian Vallejo. Las muestras corresponden a la Formación Hollín de edad Albiano (Ordoñez, 2006), en la preparación de las muestras se realizaron diferentes procesos de acuerdo al tipo de análisis. Para el desarrollo del proyecto, el tratamiento y, análisis de las muestras se realizó en el Centro de Investigaciones Geológicas Quito (Petroamazonas EP) en San Rafael. La tabla a continuación resume los análisis que se efectuaron en cada muestra.

Tabla 7 - Análisis realizados a las muestras de mano

Muestra	Muestra de mano	Lámina delgada	Difracción de rayos X	Porosidad y permeabilidad		Muestra	Muestra de mano	Lámina delgada	Difracción de rayos X	Porosidad y permeabilidad
AL001	X	X	X	X		AL030	X		X	
AL002	X	X	X	X		AL031	X	X	X	X
AL003	X	X	X			AL032	X			
AL004	X	X	X	X		AL033	X		X	
AL005	X	X	X	X		AL034	X	X	X	X
AL006	X	X	X	X		AL035	X			
AL007	X	X	X	X		AL036	X	X	X	X
AL008	X	X	X	X		AL037	X		X	X
AL009	X	X	X	X		AL038	X	X	X	
AL010	X	X	X	X		AL039	X	X	X	X
AL011	X	X	X	X		AL040	X		X	
AL012	X	X	X	X		AL041	X	X	X	
AL013	X	X	X	X		AL042	X	X	X	X
AL014	X		X	X		AL043	X		X	X
AL015	X		X			AL046	X		X	
AL016	X	X	X			AL047	X		X	
AL017	X		X			AL048	X		X	
AL018	X	X	X	X		AL049	X	X	X	X
AL019	X		X			AL050	X	X	X	X
AL020	X	X	X	X		AL051	X		X	X
AL021	X	X	X	X		AL052	X		X	
AL022	X	X	X	X		AL053	X		X	
AL023	X		X			AL054	X		X	
AL024	X		X			AL055	X		X	X
AL025	X					AL056	X	X	X	X
AL026	X	X	X	X		AL057	X		X	
AL027	X	X	X	X		AL058	X		X	
AL028	X		X			AL060	X	X	X	X
AL029	X	X	X	X						

4.1.1 ANÁLISIS MACROSCÓPICO DE LAS MUESTRAS DE MANO, TRATAMIENTO DE MUESTRAS Y OBTENCIÓN DE DATOS

Con el fin de facilitar la observación macroscópica en las muestras de mano, se realizó el siguiente procedimiento. Realizar un corte perpendicular a la sedimentación en cada roca, el corte se lo realizó con una cortadora de disco diamantado (Figura 41), y con la ayuda de una lupa 10x, ácido clorhídrico al 5%, y lápiz de dureza se hizo la descripción petrográfica macroscópica de las muestras en las que se describió, tamaño de grano, estructuras sedimentarias físicas y biológicas, tipo de cemento, componentes entre otros.

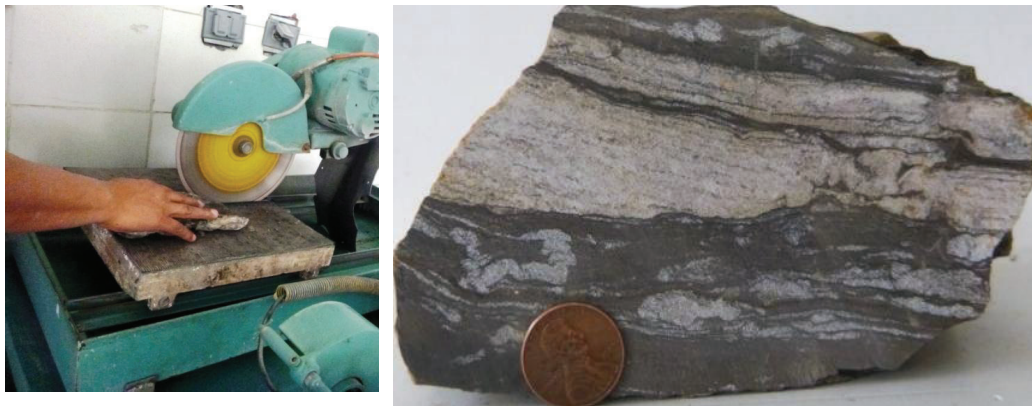


Figura 41 - Corte de rocas

4.1.2 TRATAMIENTO DE MUESTRAS PARA EL ANÁLISIS MICROSCÓPICO

El objetivo de preparar una lámina delgada es el de conseguir un grosor de la roca muestreada tan pequeño que permita que la luz la atraviese, cuando se observa una lámina delgada al microscopio la luz atraviesa el polarizador y una vez polarizada atraviesa la lámina delgada y llega al analizador y luego al observador. El tratamiento de las rocas para la elaboración de láminas delgadas se describe a continuación: Extraer un plug de cada muestra de 1/8 pulg (Figura 42a), codificar las muestras con tinta china (Figura 42b), luego se cortan los plugs en prismas rectangulares con una dimensión de 4x4x4 cm (Figura 42c), para la tinción selectiva de poros se realiza una mezcla de 3.75 gr de resina epóxica+0.063 gr de colorante azul+0.5gr de endurecedor y se coloca esta mezcla con la muestra en un recipiente plástico (Figura 42d), para luego ponerla por un día en una campana

de vacío, luego de desmoldar la muestra, el cubo se desbasta por una de las caras utilizando carburo de silíceo y agua (Figura 42f), hasta obtener una cara con un mínimo de rayones, como se ve en la Figura del binocular (Figura 42e). Sobre la cara pulida del cubo se pega el portaobjetos (Figura 42g), con una mezcla de: 0.4 gr de resina epóxica+0.1 gr de endurecedor, para pegar la muestra se hace presión usando una prensa mientras se seca la pega y así no queden burbujas en la lámina, se realiza un corte del cubo con la rectificadora (Figura 40h), hasta llegar a un espesor menor a 1mm, el espesor de la lámina se controla a través de los colores de interferencia de los minerales observando la lámina en una lámpara de luz polarizada (Figura 42i). Para alcanzar el espesor óptimo de la lámina (30μ) se pasa la lámina por pulimentos muy finos (Figura 42j) como óxido de aluminio o carburo de silíceo de (0.005μ),



Figura 42 - Tratamiento de muestras para realizar láminas delgadas. a) Extracción de plug b) Codificación de plugs. c) Corte en prisma rectangular d) Tinción selectiva e) Cara del prisma sin rayones vista al binocular f) Desbastado de muestra g) Muestra pegada al portaobjetos h) Corte en la rectificadora i) Lámina con espesor muy grueso j) Pulimento de lámina k) Lámina terminada vista en lámpara de luz polarizada.

4.1.3 TRATAMIENTO DE MUESTRAS PARA EL ANÁLISIS DE DRX

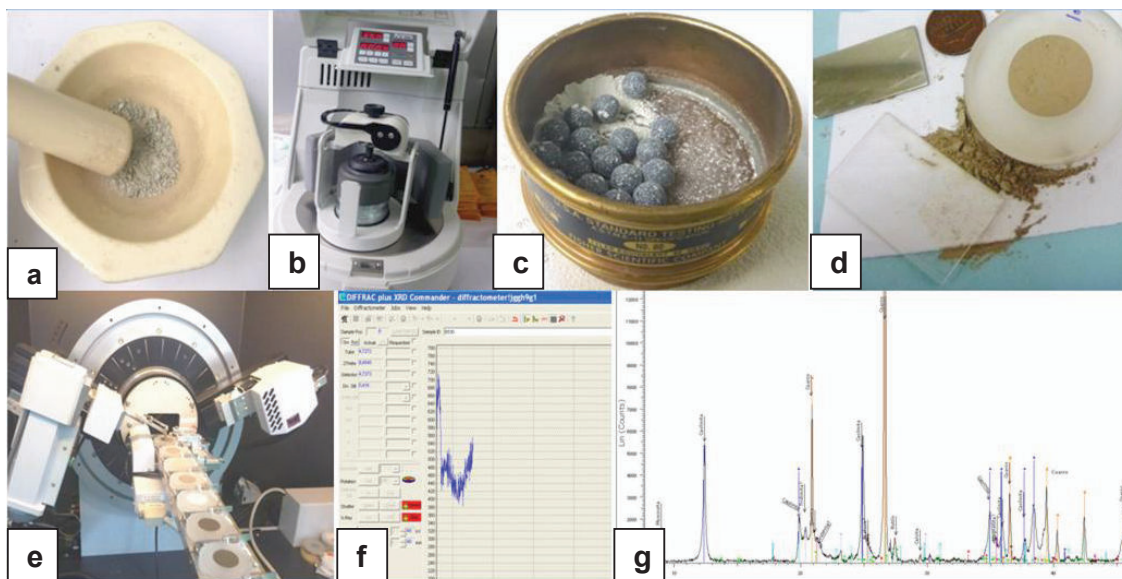


Figura 43 - Tratamiento de muestras para el análisis DRX. a) Reducción del tamaño de grano, b) Molino de ágata, c) Tamizaje de la muestra d) Portamuestras del difractómetro e) Difractómetro de rayos x f) Difractograma visto en Diffrac plus XRD, g) Difractograma analizado en EVA

La difracción de rayos X (DRX) es una de las técnicas más eficaces para el análisis cualitativo y cuantitativo de fases cristalinas. Los rayos X pueden difractarse al atravesar un cristal o ser dispersado por él, el cristal está formado por redes de átomos regulares que actúan como redes de difracción muy finas. El tratamiento de las muestras para la difracción de rayos X es el descrito a continuación.

Reducir el tamaño de grano de la muestra con mortero y pistilo (Figura 43a), luego se pulveriza una muestra de roca de 30 gr , con un molino de ágata(Figura 43b), programándolo a una velocidad de 350rpm durante 4 min. Para mantener un tamaño de grano uniforme se pasa la muestra por un tamiz (Figura 43c), luego se coloca 0.5 gr de la muestra en el portamuestras (Figura 43d) para el difractómetro y se distribuye uniformemente hasta generar una superficie lisa, luego se introduce el portamuestras en el difractómetro para ser expuesto a los rayos X. El

difractómetro de rayos X (Figura 43e) permite la identificación de las estructuras cristalinas, fundamentado en la difracción según Bragg, consta de una fuente de radiación monocromática, un portaprobetas móvil con ángulo variable, y un contador de radiación X asociado al portamuestras. Para obtener el difractograma el difractómetro utiliza el software Difrac plus XRD(Figura 43f), y el análisis de los difractogramas se lo hizo con el software EVA (Figura 43g).

4.1.4 TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS PARA LOS ANÁLISIS PETROFÍSICOS CONVENCIONALES

El tratamiento previo que se dio a las muestras para los análisis petrofísicos convencionales es similar al de las láminas delgadas, difiere al momento de obtener los datos que sirven para calcular la porosidad y la permeabilidad. El procedimiento se detalla a continuación: Se extrae un tapón de la muestra de roca con un corte perpendicular a la estratificación y se lo codifica (Figura 44a), al llevar las muestras a un horno de secado (Figura 44b) y mantenerlas ahí durante 48 horas permiten secarlas totalmente, mientras se realizan los análisis las muestras se mantienen en un desecador de vacío(Figura 44c) para aislar la humedad, con un calibrador se toma medidas de la longitud y radio del plug (Figura 44d), y en una balanza de precisión se pesa cada muestra, cuando ya se tienen los datos de longitud y radio se toma las medidas necesarias para el cálculo de la porosidad y permeabilidad

4.1.4.1 Análisis y cálculo de porosidad

La porosidad se midió en un porosímetro de helio (Figura 44e y 44f), su funcionamiento está basado en la Ley de Boyle, donde un volumen conocido de helio es lentamente presurizado y luego expandido isotérmicamente en un volumen vacío desconocido. Después de la expansión, la presión de equilibrio resultante estará dada por la magnitud del volumen desconocido; esta presión es medida. Usando dicho valor y la Ley de Boyle.

El procedimiento para medir la porosidad es :tomar medidas de peso, longitud y diámetro de la muestra, el volumen de conexión del equipo es un valor constante

en función del diseño del equipo. Se colocan las muestras en el core holder conjuntamente con los discos necesarios para crear un sello efectivo con el portamuestras y así evitar que se escape el helio. A continuación se deja entrar el helio al portamuestras y se toma la lectura en el porosímetro del volumen poroso, esta lectura es restada al volumen de conexión y esa diferencia es usada para restarla del volumen de discos no usados obteniendo de esa manera el volumen de granos. Con el peso y la densidad del grano, se determina el volumen poroso a 800 psi, con esto se busca tratar de simular a la presión de yacimiento, para eso se utiliza un equipo que va a proveer a la muestra la presión señalada conjuntamente con el porosímetro de helio que será usado porque permite hacer la lectura, su funcionamiento será similar a la operación anterior a diferencia que la lectura del volumen de granos a 800 psi será mayor que la tomada anteriormente, esto está relacionado con la presión, Con el resultado de la resta entre la lectura del porosímetro a 800 psi y el volumen de conexión hidrostático que es constante del equipo se obtiene el volumen poroso el cual a su vez es sumado al volumen de granos determinado anteriormente, obteniendo el volumen total, finalmente con este dato se obtiene la porosidad, que resulta de la división entre el volumen de espacios de la roca y el volumen total de la misma expresado en porcentaje, es por eso que se divide el volumen poroso y el volumen total y el resultado se lo multiplica por 100 para conseguir la porosidad efectiva.

Los cálculos realizados para obtener la porosidad de la roca son:

a) Volumen de granos:

$$V_g = V_c + V_d - V_1$$

b) Volumen poroso:

$$V_p = V_2 - V_{ch}$$

c) Volumen total:

$$V_{total} = V_p + V_{gr}$$

d) Densidad de grano

$$\rho_g = \frac{W_d}{V_g}$$

e) Porosidad

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} * 100$$

Donde:

V_g = Volumen de granos

V_c = Volumen de conexión, constante asociada a el equipo

V_{ch} = Volumen de conexión hidrostática

V_d = Volumen de discos no usados

V_p = Volumen poroso

V_1 = Volumen de celda 1, tomada en el porosímetro

V_2 = Volumen de celda 2, tomada en el porosímetro

V_t = Volumen total

ρ_g =Densidad del grano de arena

W_d =Peso de la muestra seca

ϕ = Porosidad

4.1.4.2 Análisis y cálculo de Permeabilidad

La permeabilidad se midió en un permeámetro de gas Ruska, que es un equipo que mide la permeabilidad de núcleos consolidados forzando a un gas de viscosidad conocida a pasar a través de un plug, se mide la presión, temperatura y el flujo del gas a través del plug, el cálculo de la permeabilidad se lo hace en base a la ecuación de Darcy.

A continuación se describe brevemente el procedimiento para determinar la permeabilidad de una muestra: Introducir la muestra en un tapón de goma, de forma que quede suficientemente ajustada, garantizando que el gas que entra al núcleo pueda escapar a la atmósfera solo después de haber atravesado toda su longitud, luego se coloca el tapón con la muestra dentro del porta núcleos, abrir la llave de paso de aire y regular el flujo de gas hasta que suba la presión a 0.25 atm con el fluómetro en lectura baja a esta baja presión el gas se moviliza en la muestra con mayor facilidad, si en este no pasa de 1 se toma la lectura del fluómetro medio a 0.50 atm, y si no da la lectura mayor a 1 entonces se toma la lectura del fluómetro alto a 1 atm de presión, el fluómetro nos dará un caudal, es

decir el tiempo que se demora cierto volumen de gas en pasar por la muestra, a determinada presión a 0.25 atm.

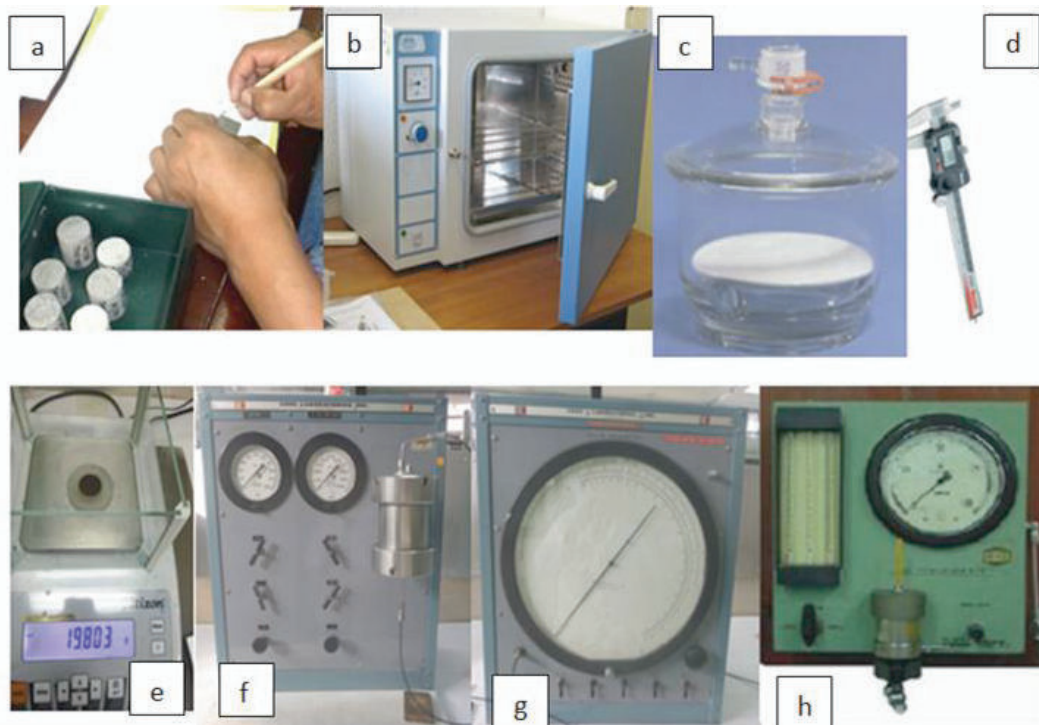


Figura 44- Tratamiento de muestras para análisis petrofísicos convencionales. a) Codificación de muestras b) Horno de secado c) Deseccador d) Pie de rey e) Balanza de precisión f) y g) Porosímetro de helio h) Permeámetro.

Para el cálculo de la permeabilidad se utilizó la siguiente relación:

$$K = \frac{Q * L * \mu}{P * A}$$

Donde:

K = Permeabilidad

P = Presión

Q = Tasa de Flujo o caudal, que fue medida en el flujómetro e interpretada como caudal

A = Área de la Muestra, se la obtiene a partir de las medidas de longitud y radio del plug

μ = Viscosidad, se la obtiene a partir de las temperatura medidas en el laboratorio, utilizando un nomograma para estimación de viscosidades de gases

L = Longitud de la Muestra

4.2 ANÁLISIS Y DEFINICIÓN DE LITOFACIES

Para la definición de litofacies se agrupó a las rocas que compartían características litológicas similares, principalmente en base a los resultados obtenidos de la descripción de muestras de mano y láminas delgadas. En la descripción de las muestras de mano y láminas delgadas se identificó; tamaño de grano, tipo de cemento, estructuras sedimentarias, redondez, tipo de contacto entre los granos,

La nomenclatura que se utilizó para designar a cada facie consiste en la agrupación de las primeras letras de las características asociadas a cada facie. En este estudio se define un total de dieciocho litofacies, en base a sus estructuras y componentes (Tabla 8) y a continuación se presenta una descripción de las características que presenta cada facie:

1. AGM (Arenisca gruesa masiva)
2. CFM (Conglomerado fino a medio masivo)
3. AGG (Arenisca gruesa con gradación)
4. AFM (Arenisca fina masiva)
5. AFS (Arenisca fina con estructura sigmoidal)
6. AMCX (Arenisca media con estratificación cruzada)
7. AFF (Arenisca fina con flaser)
8. ALI (Arenisca y lodolita intercaladas)
9. AFW (Arenisca fina con laminación wispy)
10. AFWC (Arenisca fina con laminación wispy y cemento calcáreo)
11. AAG (Arenisca arcillosa con glauconita)
12. LABW (Lodolita arenosa con biotubación y laminación wispy)
13. LABWC (Lodolita arenosa con biotubación, laminación wispy y cemento calcáreo)
14. LNC (Lodolita negra con carbón)

15. ALL (Arenisca con finas láminas de lodo)
 16. LC (Limolita café)
 17. BC (Brecha calcárea)

La leyenda con la simbología usada para las siguientes columnas presentadas corresponde a la figura 45. La figura 46 muestra la columna estratigráfica del afloramiento, con una altura de 107 metros, en el que se muestran las estructuras observadas en el campo, y en las muestras de mano con las respectivas descripciones hechas en la observación de campo.

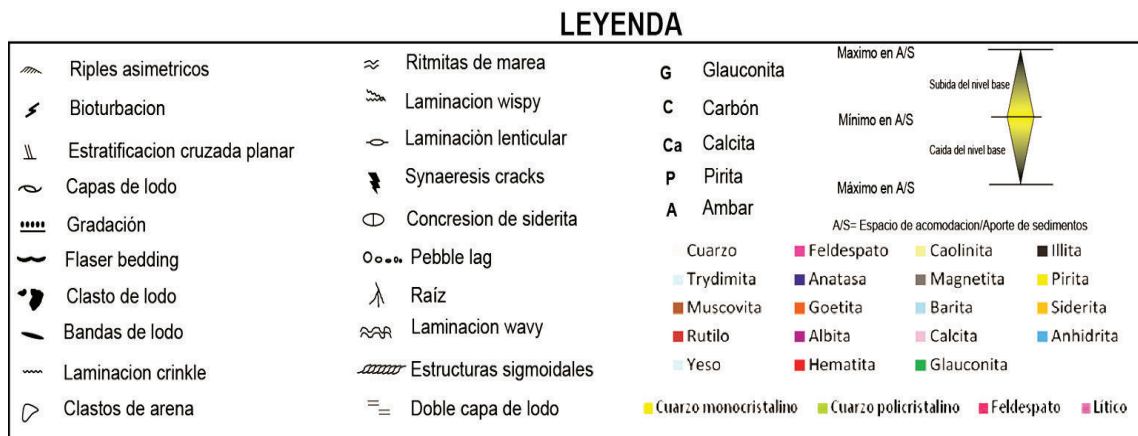


Figura 45: Leyenda de la columna estratigráfica

Grupo de facies	Facie	Muestra	Litología	Ambiente y Geometría externa	Estructuras sedimentarias										Componentes							Permeabilidad (md)	Calidad de reservorio				
					Masiva	Sigmoidal	Gradación	Doble capa de lodo	Laminación	Wavy	Crinkle	Bioturbación	Lentes arena	Estratificación cruzada	Lenticular	Flaser	Láminas	Wispy	Synaeresis	Ripples	Ambar			Carbón	Calcita	Clastos aplastados	Glauconita
Conglomerado	CFM	AL-002 AL-003 AL-006	Conglomerado fino a medio masivo	Fluvial / Canal fluvial	X																			15.4-18.7	1499.9-2988.4	Bueno	
	AGM	AL-001 AL-011 AL-012	Arenisca gruesa masiva	Fluvial / Canal fluvial	X																			0.9-15.2	3014.3-7921.2	Bueno	
	AGG	AL-004 AL-005 AL-007 AL-008 AL-009	Arenisca gruesa con gradación	Fluvial / Canal fluvial		X																		2.7-3	230.6-3464.8	Regular a bueno	
	AFM	AL-010 AL-013 AL-014 AL-038	Arenisca fina masiva	Fluvial / Canal fluvial	X																			13-20.5	149.7-506.9	Bueno a muy bueno	
	AFS	AL-020 AL-027	Arena fina con estructuras sigmoidales	Barras de marea / Submareal	X																			16.8-20.5	149.7-226.5	Bueno	
	AMC	AL-018	Arenisca media con estratificación cruzada	Intermareal / Canal de marea																				18.1	2294.4	Bueno	
	AFF	AL-021 AL-022	Arenisca fina con flaser	Submareal / Barras de marea						X														4.3-13.2	8.5-255.9	Muy pobre a pobre	
	ALL	AL-026 AL-029 AL-037 AL-039	Arenisca con láminas finas de lodo	Submareal / Barras de marea						X														0.7-16.6	7.4-10.7	Pobre	
	AFW	AL-043 AL-050	Arenisca fina con laminación wispy	Submareal / Barras de marea						X														16-17	10.4-16.7	Regular a bueno	
	AFWC	AL-058	Arenisca fina con laminación wispy y cemento calcáreo	Submareal / Barras de marea																				-	-	Regular	
Heterolita	AAG	AL-056 AL-060	Arenisca arcillosa con glauconita	Plataforma silicilástica					X															12.3-15.4	7.1-14.3	Regular a bueno	
	ALI	AL-025 AL-028 AL-032 AL-036 AL-042 AL-046 AL-053 AL-055	Arenisca intercalada con lodolita	Submareal/Barras de marea					X															4.3-14.1	6.1-17.3	Regular a pobre	
	LNC	AL-015 AL-017 AL-030 AL-047	Lodolita negra con carbón	Intermareal / Planicies de lodo	X																			-	-	Sello	
	LABW	AL-019 AL-023 AL-024 AL-031 AL-033 AL-035 AL-040 AL-052 AL-054 AL-057	Lodolita arenosa con wavy y bioturbación	Depósitos de lodo interbarras						X															13.7	6.4	Pobre
	LL	AL-041 AL-048	Lodolita laminada	Submareal / Depósitos de lodo interbarras							X																Sello
Brecha	LABWC	AL-049	Lodolita arenosa con wavy y bioturbación y cemento calcáreo	Depósitos de lodo interbarras					X																20.2	9.5	Pobre
	BC	AL-034	Brecha con cemento calcáreo	Submareal/Bayfill deposit																					19.5	8.7	Regular
Limosa	LC	AL-016	Limolita café (paleosuelo)	Supramareal/Pantano-manglar	X																			12.3-15.4	7.1-14.3	Nulo	

Tabla 8: Resumen de las facies determinadas en este estudio para la Formación Holliin, sus estructuras sedimentarias, características petrofísicas y calidad del reservorio. Las cruces X son estructuras vistas en muestra de mano, y las cruces X son estructuras vistas a nivel de afloramiento

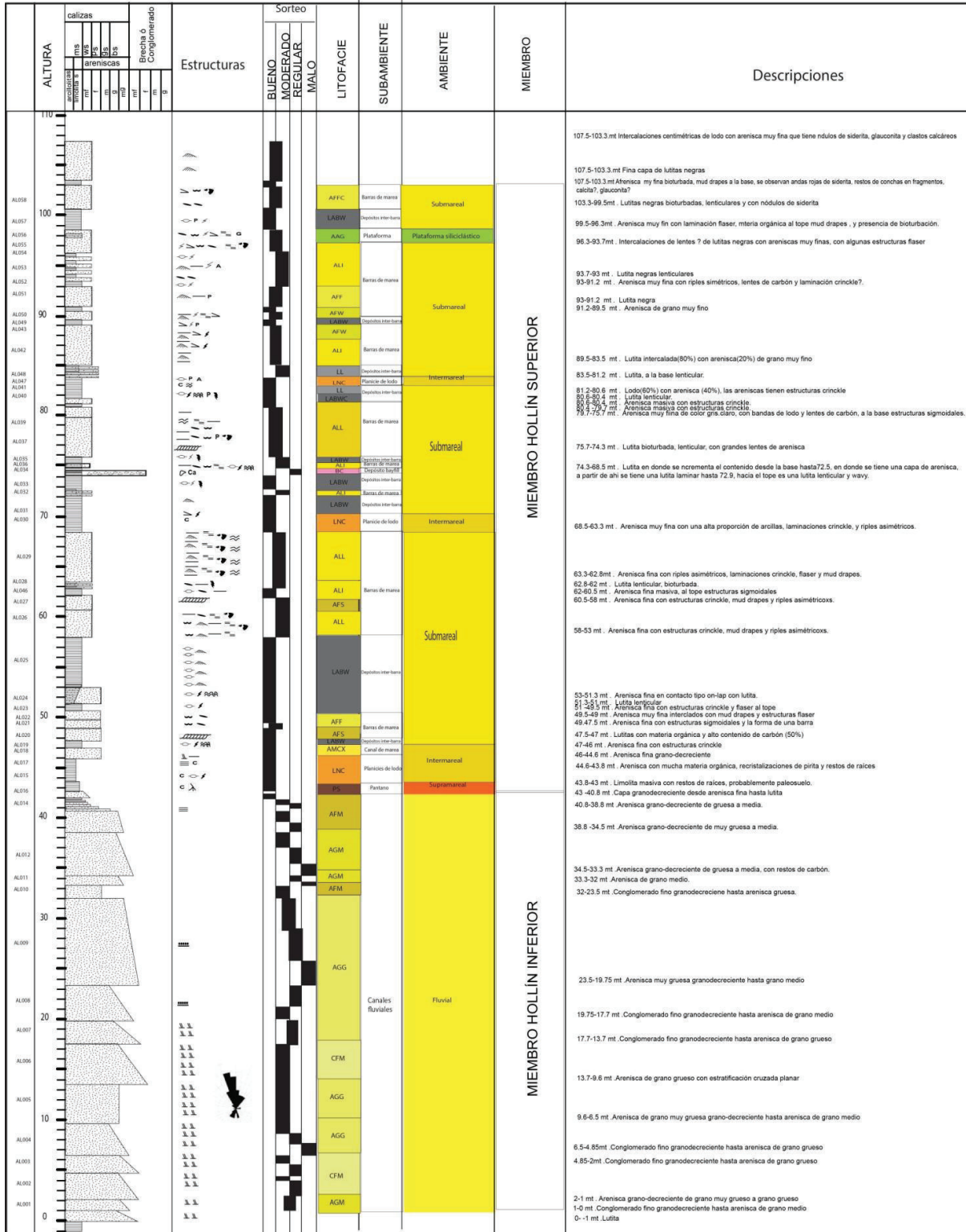


Figura 46: Columna estratigráfica del afloramiento y sus descripciones

4.2.1 ARENISCA GRUESA MASIVA (AGM)

Descripción: Arenisca masiva de grano subredondeado con tamaño de medio a grueso (Figura 47a), sorteo de regular a bueno, en el afloramiento se observó estratificación cruzada asociada a estas facie. Vista en lámina delgada (Figura 47b y 47c) se observa escaso cemento silíceo y un empaquetamiento tangencial entre los granos, en el conteo de puntos se determinó que una composición de 73.3% de cuarzo monocristalino, 18.85% de cuarzo policristalino, 6.14% de feldespato, y 1.63% de líticos. Los componentes que se presentan el análisis de difracción de rayos X son en promedio: cuarzo (91.75 %), feldespatos (3.11 %), caolinita (3.62 %), illita (1.3%), y anatasa (0.21%). Esta facie presenta en promedio una porosidad baja de 6.5%, y su permeabilidad es alta con un valor en promedio de 5463.57 mD, con lo que se tiene una calidad de reservorio bueno.

Muestras: AL-001; AL-011; AL-012

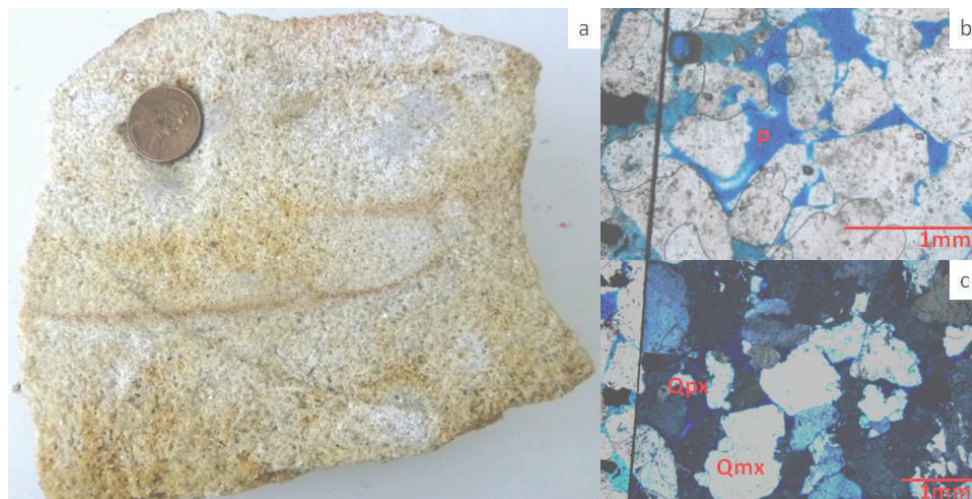


Figura 47 - Facies AGM a) Muestra de mano, b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

4.2.2 CONGLOMERADO FINO A MEDIO MASIVO (CFM)

Descripción: Conglomerado masivo de grano fino a medio (Figura 48a), poco cementado con clastos subangulares, y un sorteo regular, en lámina delgada (Figura 48b y 48c) se observa un contacto tangente entre los granos, y escaso cemento silíceo, en el conteo de puntos se determinó que una composición de

85.3% de cuarzo monocristalino, 9.26% de cuarzo policristalino, 3.9% de feldespato, y 1.46% de líticos, . Los líticos observados son de tipo chert en general, en el afloramiento se observó estratificación cruzada asociada a estas facie.. Los análisis de difracción de rayos X presentan en promedio, la siguiente composición: cuarzo (96.32%), feldespato (1.77%), caolinita (1.9%). Esta facie presenta una buena porosidad (17.05%), y la permeabilidad es 2243.70 mD, con una buena calidad de reservorio.

Muestras: AL-002; AL-003; AL-006

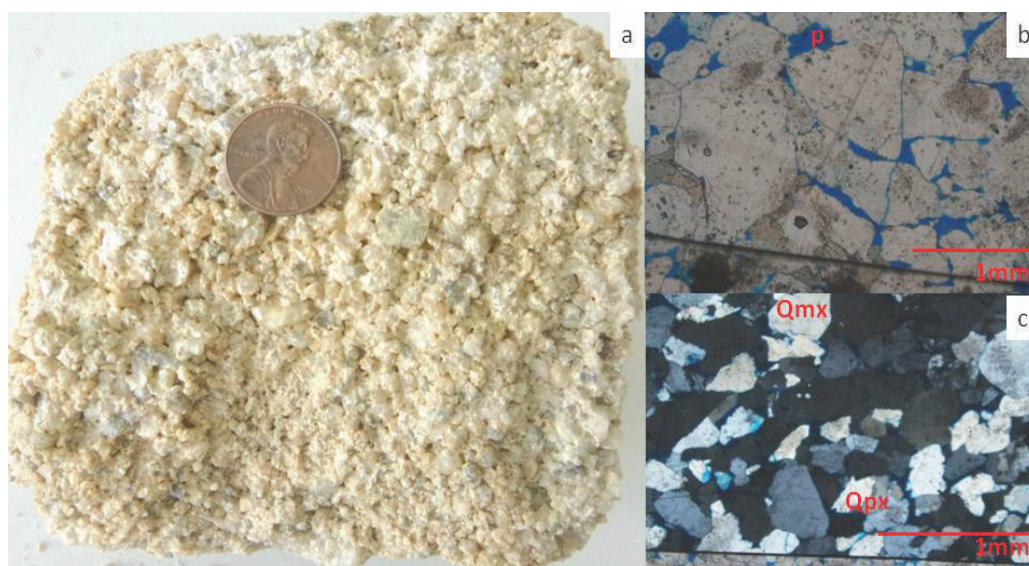


Figura 48 - Facies CFM a) Muestra de mano, b) Lámina delgada sin nicoles.
c) Lámina delgada con nicoles

4.2.3 ARENISCA GRUESA CON GRADACIÓN (AGG)

Descripción: Arenisca de grano medio a grueso con gradación (Figura 45a), con granos subredondeados, en lámina delgada (Figura 49b y 49c), en el afloramiento se observó estratificación cruzada asociada a estas facie. Se puede observar empaquetamiento dividido en zonas y ya sea completo o tangencial. El cemento es silíceo, y los líticos observados en lámina delgada son de tipo metamórfico y sedimentario, en el conteo de puntos se determinó que una composición de 73.48% de cuarzo monocristalino, 14.39% de cuarzo policristalino, 9.46% de feldespato, y 2.65% de líticos. Los análisis de difracción de rayos X presentan en

promedio, la siguiente composición: cuarzo (95.84%), feldespato (2.71%), caolinita (1.19%), tridimita (0.23%). Los análisis de petrofísicos convencionales muestran una porosidad pobre (6.68%), y la permeabilidad es buena (1842.36 mD), está facie tiene una calidad de reservorio regular a buena.

Muestras: AL-004; AL-005; AL-007; AL-008; AL-009

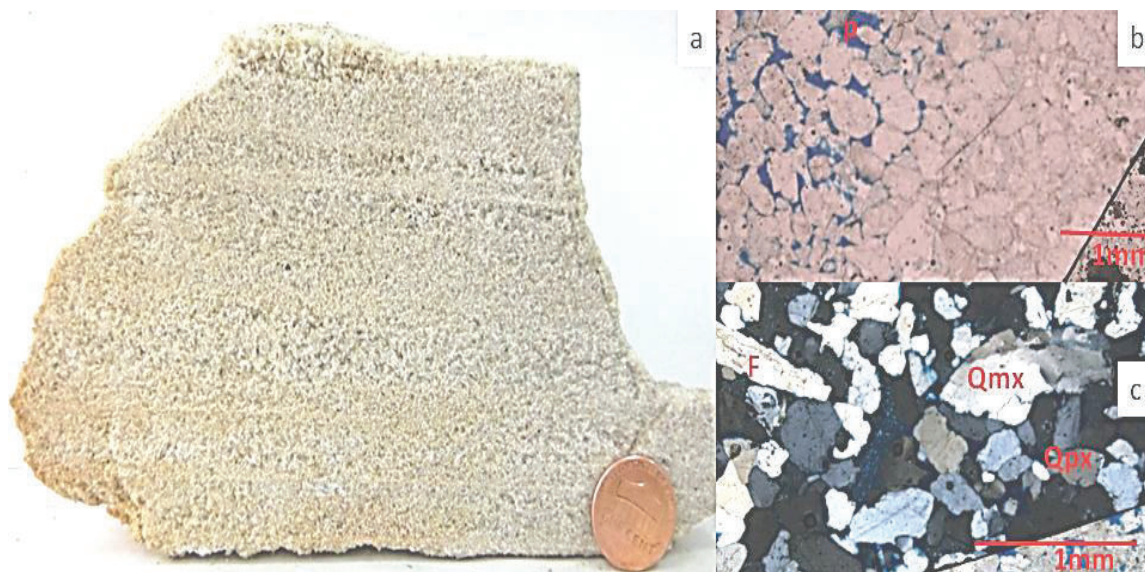


Figura 49 - Facies AGG a) Muestra de mano, b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

4.2.4 ARENISCA FINA MASIVA (AFM)

Descripción: Arenisca masiva de grano fino (Figura 50a), sin estructura, con granos redondeados a subredondeados. La observación de lámina delgada (Figura 50b y 50c) indica un empaquetamiento completo y un cemento silíceo, en el conteo de puntos se determinó que una composición de 90.28% de cuarzo monocrystalino, 7.57% de cuarzo policristalino, y 2.13% de feldespato. Los análisis de difracción de rayos X muestra en promedio esta composición: cuarzo (90.64%), feldespato (3.45%), caolinita (2.75%), tridimita (1.77%), anatasa (0.29%), baritina (0.03%), illita (0.98%), magnetita (0.05%), muscovita (0.02%). Esta facie presenta una porosidad pobre (8.36%), y la permeabilidad es buena (261.4 mD). Esta facie tiene una calidad de reservorio regular a buena.

Muestras: AL-010; AL-013; AL-014; AL-038

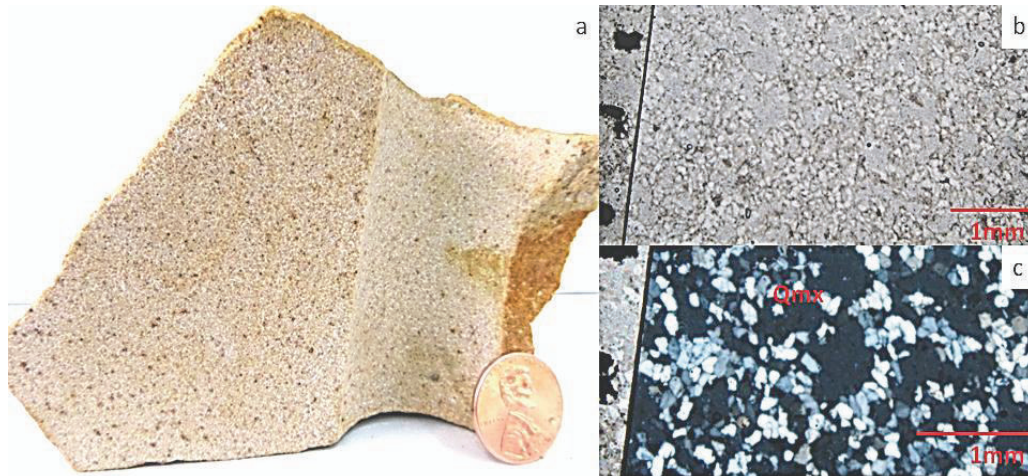


Figura 50 - Facies AFM a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles, c) Lámina delgada con nicoles

Interpretación de facies CFM, AGM, AGG, AFM: Los elementos y características establecidas para ambientes fluviales por autores como Miall (1985), y Friend (1979, 1983) han sido identificados a nivel micro y macro en las litofacies CFM, AGM, AGG, AFM, que dentro de la formación corresponden al miembro Hollín Inferior (principal). La litología tipo de este ambiente tiende a ser de tamaño grueso relacionado con corrientes de alta energía, para los canales fluviales Miall (1985) sugiere que se pueden encontrar facies como: arenas con laminación horizontal, arenas con estratificación cruzada, arenas con laminación cruzada, gravas masivas (Figura 51). Estas litologías se corresponden con las litologías encontradas en las facies: CFM (Conglomerado fino a medio masivo), AGM (Arenisca gruesa masiva), AGG (Arenisca gruesa con gradación), AFM (Arenisca fina masiva).

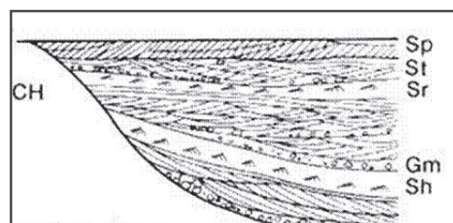


Figura 51 - Arquitectura de un canal fluvial. CH= Canal, SP= Arena fina a gruesa, capas cruzadas planas, St= Arena fina a gruesa, estratificación cruzada, Sr = Arena muy fina a gruesa, ondulitas laminación cruzada, Gm= Gravas masivas, Sh= Arena muy fina a gruesa, laminación horizontal. (Tomada de Miall, 1985)

Se interpreta que este grupo de facies está asociado a un ambiente fluvial trenzado, Miall, 1985 explica que generalmente estos depósitos presentan las siguientes características:

- Material con tamaño de grano grueso desde conglomerado hasta arenas medias y contenido de matriz bajo o ausente (Figura 47, 48, 49, y 50).

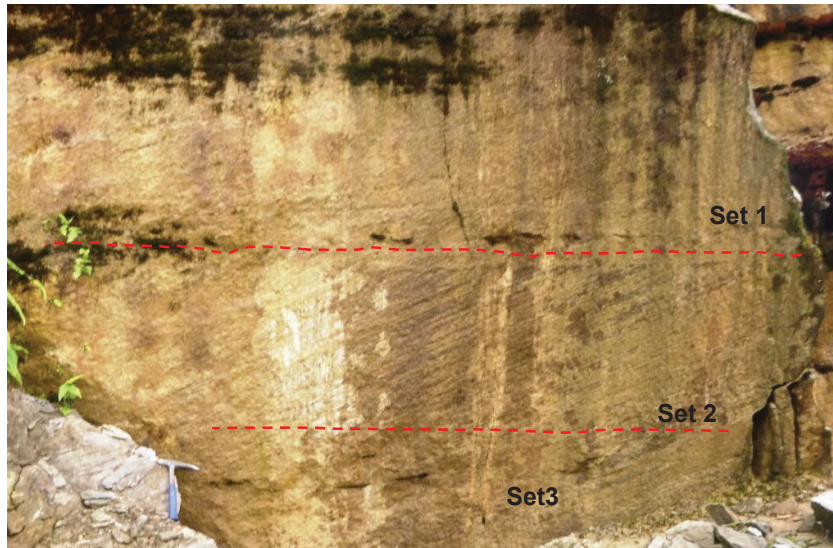


Figura 52 - Foto de las facies AGM, y AGG con varios sets de estratificación cruzada.

- Estratificación cruzada, que es una estructura identificada en el afloramiento en las facies tipo AGM y AGG, los sets de esta estructura alcanzan varias decenas de centímetros (Figura 52), y se tomaron 44 medidas de paleocorriente, que fueron ploteadas en el software *Stereonet*, indicando un transporte hacia el NNW (Figura 53), en promedio el dip de las medidas es de 19.2° .

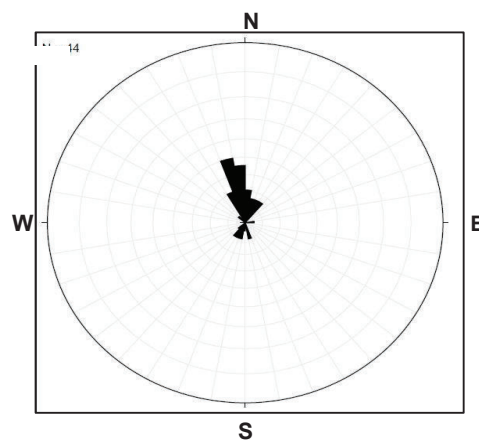


Figura 53 - Diagrama de rosa con las paleocorrientes medidas en el afloramiento.

- Tendencias granodecrecientes con tamaños de grano desde conglomerado medio-fino a arenas gruesas, principalmente observadas en el afloramiento en las facies CFM, AGG, y AGM (Figura 53); y en la columna estratigráfica.



Figura 53 - Tendencia grano decreciente de las facies CFM a las facies AGM y AGG

- Geometría cóncava de canales amplios y superficiales observados en el campo (Figura 54), estos canales miden varios metros de extensión (~ 40 m) pero su espesor es de pocos metros (~ 10 m), y dentro de estas geometrías se incluyen las facies CFM, AGM, y la facies AFM en la zona más distal donde la energía ya disminuye para pasar a una zona de transición.

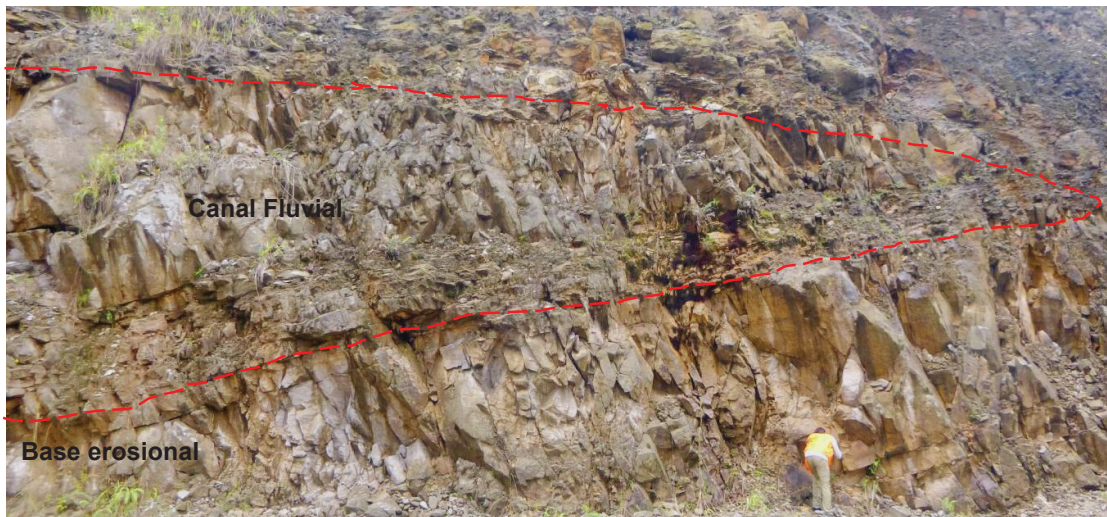


Figura 54: Canal fluvial con base erosiva en el miembro Hollín Inferior

En base a las características anteriormente citadas y a la ausencia de depósitos tipo crevasse splay y levees asociados a ambientes fluviales de meandros, se confirma que en Hollín Inferior se tiene un ambiente de fluvial tipo braided (trenzados).

4.2.5 LIMOLITA CAFÉ CLARO (LC)

Descripción: Limolita de color café claro masiva (Figura 55a), con clastos angulares menores a 5mm, el análisis de lámina delgada (Figura 55b y 55c) permite observar un cemento silíceo arcilloso y un empaquetamiento tangencial. El análisis de difracción de rayos X presenta componentes como: cuarzo (26.97%), feldespatos (3.91%), caolinita (39.1%), illita (12.15%), trydimita (14%), anatasa (3.87%).

Muestra: AL-016



Figura 55 - Facies LC a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles, c) Lámina delgada con nicoles.

Interpretación de la facie LC: La facie LC se identifica como una limolita masiva de color café, con pocos clastos carbonáceos angulares que indican que hubo pocotransporte, vista en el afloramiento muestra raíces que están cortando a la sedimentación (Figura 56)



Figura 56 - Raíces cortando la laminación en el paleosuelo.

La litofacie LC en el afloramiento se presenta como una geometría de capa continua con un espesor de hasta 2 metros (Figura 57). En base a el tamaño de grano, color y presencia de raíces, se propone que esta facie es un paleosuelo que forma parte de un manglar dentro de la zona supramareal, en donde es común la formación de extensas redes radiculares, los pantanos y manglares son comunes a lo largo de las costas tropicales, y en esta zona la sedimentación está caracterizada por la existencia de materiales finos, con laminaciones, distorsionadas por las raíces de las plantas que allí acostumbran a vivir (Rosell, et al 1977).



Figura 57: Capa de paleosuelo vista en el afloramiento

4.2.6 LODOLITA NEGRA CON CARBÓN (LNC)

Descripción: Lodolita gris oscura con restos de carbón (Figura 58), presenta estructuras sedimentarias como laminación wavy, lentes de arena de grano fino, bioturbación y laminación, entre los componentes en la muestra de mano se pudo distinguir varios componentes como: carbón (10%), ámbar (0.83%), pirita (1.67%), en Los componentes identificados en el análisis de difracción de rayos X se identificó en promedio: cuarzo (29.66 %), feldespato (21.24%), caolinita (27.75%), tridymita (6.96%), illita (7.42%), pirita (2.72%), anatasa (1.23%), magnetita (0.92%), goethita (1.03%), siderita (0.71%), muscovita (0.22%), rutilo (0.08%).

Muestras: AL-015; AL-017; AL-030; AL047



Figura 58 - Facies LNC, Muestra de mano

Interpretación de la facie LNC: Las planicies de lodo comprenden la zona superior es decir la transición supramareal-intermareal de los ambientes costeros dominados por mareas (tidal flats), en esta zona los procesos depositacionales son dominados por sedimentos en suspensión (Chang et al., 2007; Flemming, 2012), las planicies de lodo están dominadas por laminación paralela, o lodolitas masivas, limolitas y lodolitas lenticulares. La facie LNC es una lodolita negra masiva, entre sus componentes se identificaron: carbón (hasta 35%), ámbar (hasta 4%), y micas(<1%), además en ciertas muestras se observaron restos fósiles de plantas (Figura 59), lo que indica que se trata de un ambiente cercano al continente.



Figura 59: Restos de plantas en la facie LNC

Los espesores de estos depósitos en el afloramiento son de 2 a 3 metros con geometrías de capas continuas que se extienden alrededor de 20 metros (Figura 60), y al tratarse de rocas pelíticas en el sistema petrolífero pueden ser rocas sello. Se considera que esta facie estuvo en un ambiente de baja energía en una zona supramareal-intermareal de planicie de lodo, donde la decantación fue el proceso dominante de depositación.



Figura 60: Capa de facie LNC, en la zona de transición supramareal-intermareal

4.2.7 ARENISCA MEDIA CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA (AMCX)

Descripción: Arenisca gris amarillenta de grano medio a fino con estratificación cruzada planar (Figura 61a) y laminación flaser, con posibles restos de clastos aplanados, en el análisis que se realizó en lámina delgada (Figura 61b y 61c) se determinó que el cemento de la roca es silíceo y tiene un empaquetamiento tangente, en el conteo de puntos se determinó que una composición de 97.11% de cuarzo monocristalino, 2.05% de cuarzo policristalino, y 0.82% de feldespato. En el análisis de difracción de rayos X se registró los siguientes componentes cuarzo (97.42%), feldespato (2.4%) y caolinita (0.18%). En los análisis petrofísicos convencionales se calculó una porosidad de 18,1%, y una permeabilidad de 2294.4 mD, lo que significa que este tipo de facie es de buena calidad para ser reservorio.

Muestra: AL-018

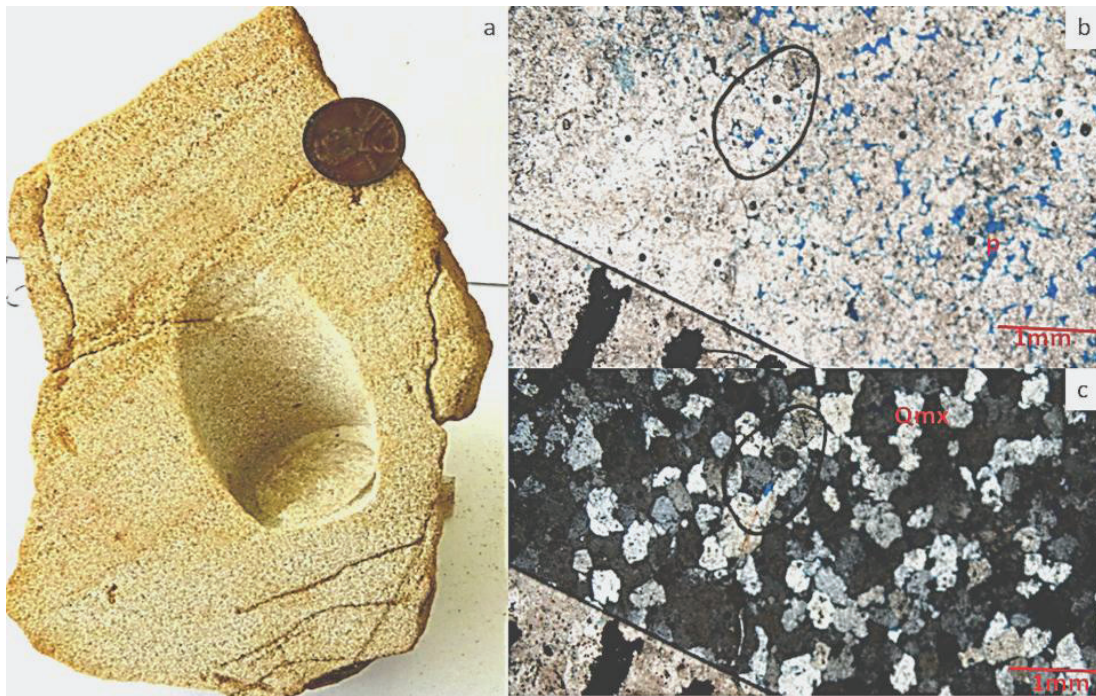


Figura 61 - Facies AMCX a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles

Interpretación de la facie AMCX: La facie AMCX se asume que es parte de un ambiente de canales de marea, son areniscas de grano fino a medio con estructuras diagnósticas de ambientes intermareales como estratificación cruzada, capas de lodo, escasos clastos aplanados, y laminación flaser que indica depositación en canales mareales (Shanmugan et al, 2000). La presencia de clastos aplanados que proviene de la erosión de bancos asociados a canales de marea (Martinius et al, 2001). Este tipo de facie en el afloramiento está asociada a una geometría convexa (Figura 62) de un espesor muy pequeño (~ 1m) lo que indicaría que son canales de un tamaño pequeño, pero tiene una extensión considerable (~10 m), y estas estructuras se encuentran sobreyaciendo a las planicies de lodo (facies LNC) que como se citó anteriormente son parte de un ambiente supramareal-intermareal. En general las características petrofísicas de las facies de este ambiente son buenas, la porosidad alcanza valores de un 18%, y los valores de permeabilidad son buenos con un valor de 2294.4 mD.

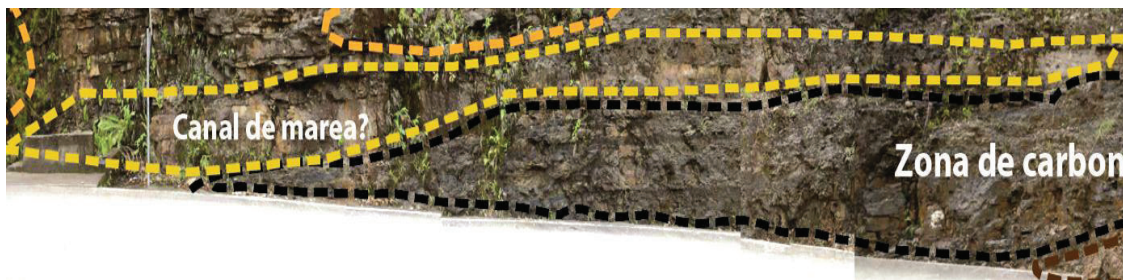


Figura 62: Canal de marea sobreyaciendo a una planicie de lodo (Zona intermareal)

4.2.8 BRECHA CALCÁREA (BC)

Descripción: Brecha con clastos alargados subangulares de areniscas, siderita, lutita, que miden entre 0,5 y 5 cm. La matriz tiene un tamaño de arena de grano fino con composición calcárea, presenta una textura caótica. En la descripción de lámina delgada se observan granos subangulares de cuarzo (59.67%) y de calcita (15%) feldespato (0.33%), 13% de líticos sideríticos, arenosos y calcáreos, y 1.67% de micas, (Figura 63). El análisis de difracción de rayos X muestra la siguiente composición; cuarzo (63.51%), feldespato (2.99%), caolinita (12.61%), illita (11.95%), trydimita (4.95%), anatasa (1.25%), magnetita (0.08%), siderita

(1.34%), y calcita (1.37%). La porosidad que se calculó para esta muestra es muy alta (19.5%), pero la permeabilidad es regular con un valor de 8.7 mD, lo que hace que la calidad de esta roca como reservorio sea de regular a buena.

Muestra: AL-034

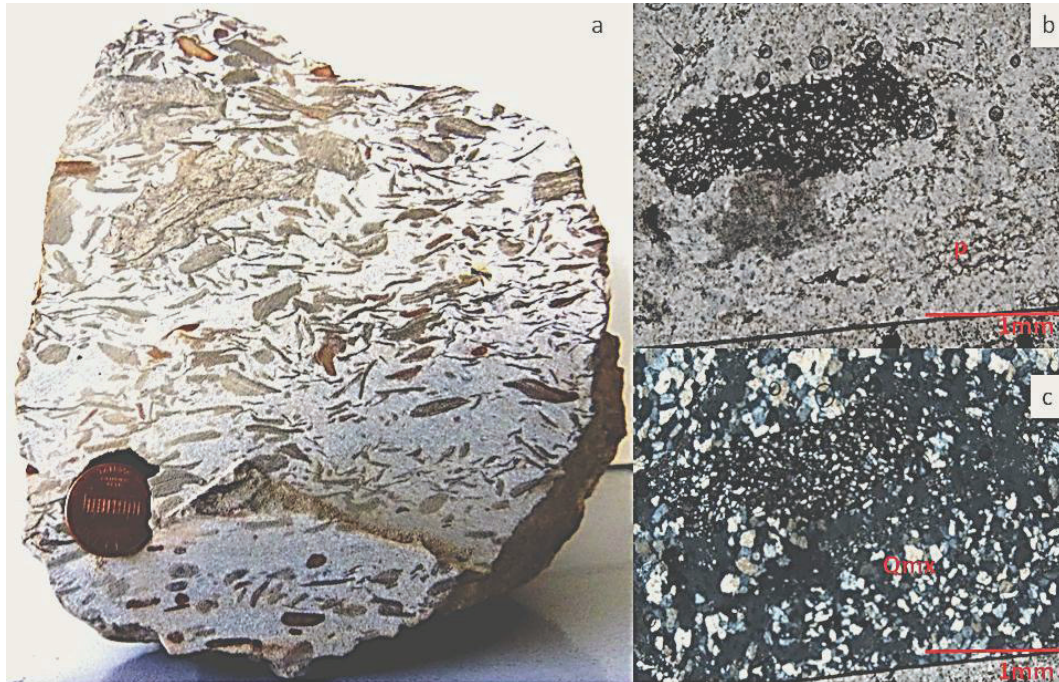


Figura 63 - Facies BC a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

Interpretación de la facie BC: Se sugiere que esta brecha matriz-soportada es parte de un flujo de escombros con, este depósito se pudo formar como producto con material traído desde zonas más profundas. Otra alternativa sería que se formó durante la crecida de ríos en la zona supramareal durante una tormenta.

4.2.9 LODOLITA ARENOSA CON BIOTURBACIÓN Y LAMINACIÓN WISPY (LABW)

Descripción: Lodolita arenosa con estructuras como: bioturbación, wispy, lentes de arenisca fina, syneresis crack, y recristalizaciones de pirita. Los análisis de lámina delgada muestran cemento silíceo y un empaquetamiento completo (Figura 58). El estudio de difracción de rayos X en promedio muestran los siguientes componentes: cuarzo (29.46%), feldespato (5.56%), caolinita (34.9%),

illita (10.58%), anatasa (2.34%), tridimita (11.15%), magnetita (0.70%), pirita (0.70%), goethita (1.40%), siderita (2.67%), rutilo (0.33%). Las propiedades petrofísicas de esta facie presentan valores de porosidad buena de 13.7%, pero los valores de permeabilidad de 6.4 mD son muy bajos, esta facie presenta una característica mala de reservorio.

Muestras: AL-019; AL-023; AL-024; AL-031; AL-033; AL-035; AL-040; AL-052; AL-054; AL-057.



Figura 64- Facies LABW a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

4.2.10 LODOLITA ARENOSA CON BIOTURBACIÓN Y LAMINACIÓN WISPY CON CEMENTO CALCÁREO (LABWC)

Descripción: Lodolita arenosa con estructuras como: bioturbación, wispy, y recristalizaciones de pirita, esta facie es muy similar a la facie LABW a diferencia de que esta facie por procesos diagenéticos tiene un cemento calcáreo. Los análisis de lámina delgada muestran cemento calcáreo y un empaquetamiento completo (Figura 59). El estudio de difracción de rayos X en promedio muestran los siguientes componentes: cuarzo (44%), feldespato (5.23%), caolinita (17.76%), illita (13.8%), anatasa (1.49%), tridimita (11.45%), goethita (0.31%), siderita (4.73%), rutilo (1.11%), calcita (0.12%). Las propiedades petrofísicas de esta facie presentan valores de porosidad buena de 20.2%, pero los valores de permeabilidad de 9.5 mD son muy bajos, esta facie presenta una característica mala de reservorio.

Muestra: AL-049

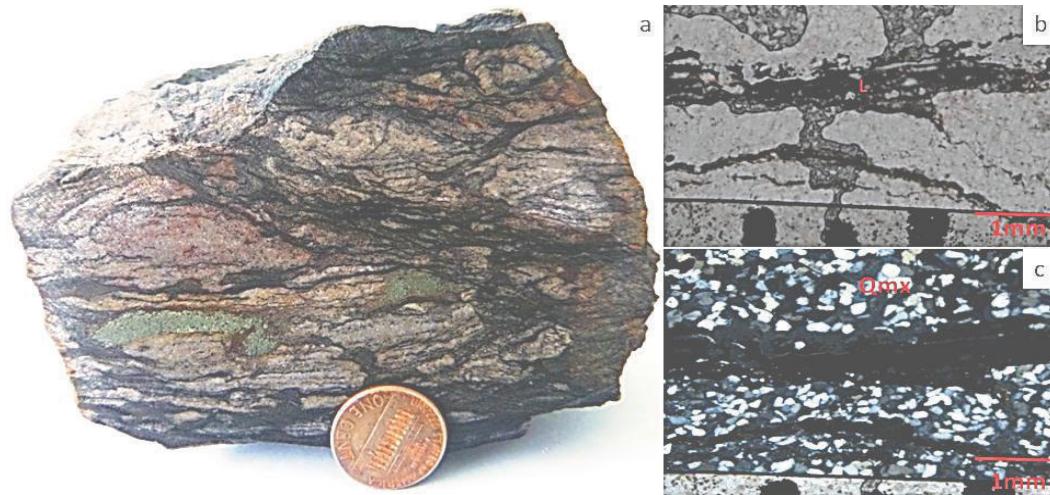


Figura 65 - Facies LABWC a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

4.2.11 LODOLITA LAMINADA (LL)

Descripción: Lodolitas con laminación incipiente, y escasa bioturbación tipo planolites, con restos de carbón y ámbar menor al 1% que probablemente son retransportados, en lámina delgada se observó un importante aporte de granos de cuarzo y cemento arcilloso. Los análisis de difracción de rayos X en promedio revelan los siguientes componentes: cuarzo (42.52%), feldespato (5.33%), caolinita (32.13%), ollita (0.56%), trydimita (9.74%), anatasa (0.75%), magnetita (3.3%), muscovita (0.8%), goethita (1.84%), siderita (2.57%), rutilo (0.29%).

Muestras: AL-041; AL-048



Figura 66 - Facies LL a) Muestra de mano; b) Lámina delgada sin nicoles; c) Lámina delgada con nicoles.

Interpretación de las facies LL, LABW, LABWC: Depósitos inter-barras submareales de lodo, en el afloramiento este tipo de facies se encuentran en capas con un espesor menor a 1 metro y están haciendo onlap sobre barras submareales (Figura 67). Según Yoshida (2001) se asocia a las facies lodosas lenticulares y con bioturbación a depósitos submareales que se acomodan entre las barras o al inicio de la sucesión granocreciente típica de una barra lejos de la zona central de la barra.

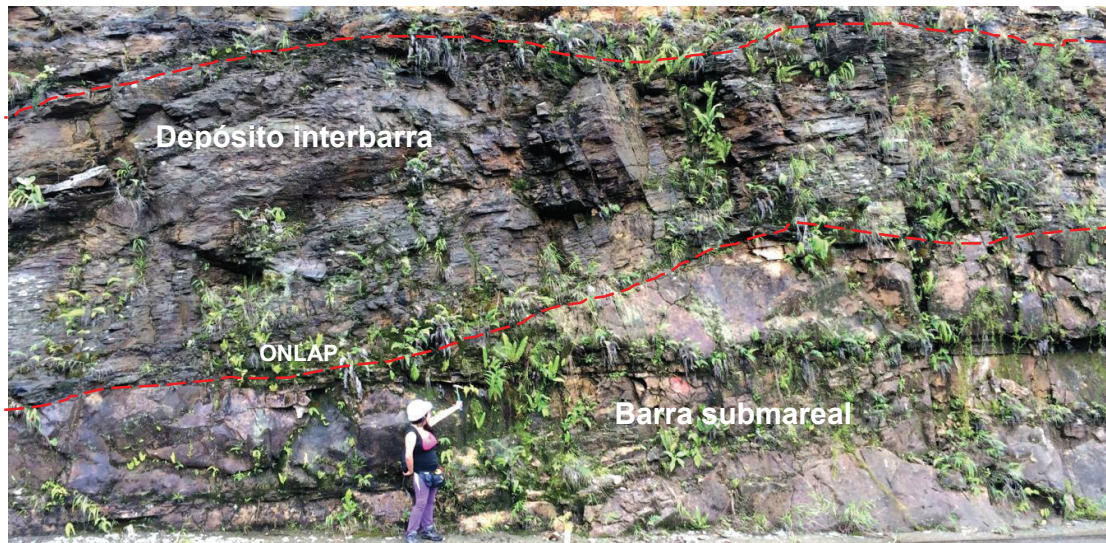


Figura 67: Capa de depósito interbarra haciendo onlap sobre una barra submareal

4.2.12 ARENISCA-LODOLITA INTERCALADA (ALI)

Descripción: Intercalación de arenisca de grano fino con capas de lodo (Figura 68a), entre las estructuras presentes en las capas de arena se tiene: laminación crinckle, flaser, dobles capas de lodo, clastos aplanados de lodo, ripples asimétricos; y dentro de las capas de lodolita se tiene: laminación wispy, lentes de carbón, lentes de arenisca gris, bioturbación, laminación wavy, y synaeresis crack. En el análisis de láminas delgadas se distingue un empaquetamiento completo y un cemento silíceo (Figura 68b y 68c), el conteo de puntos se determinó que una composición de 54.33% de cuarzo monocristalino, 0.67% de cuarzo policristalino, 3.5% de feldespato, 6.17% de micas, y 27% de arcillas. Los estudios de difracción de rayos X muestran la siguiente composición cuarzo (69.71%), feldespato (2.29%), caolinita (16.65%), trydimita (4.88%) anatasa

(0.76%), muscovita (0.6%), goethita (0.6%) siderita (0.95%), magnetita (0.38%) pirita (0.15%), rutilo (0.84%) y calcita (0.99%), anhidrita (1.18%)

Muestra: AL-025; AL-028; AL-032; AL-036; AL-042; AL-046; AL-053; AL-055.

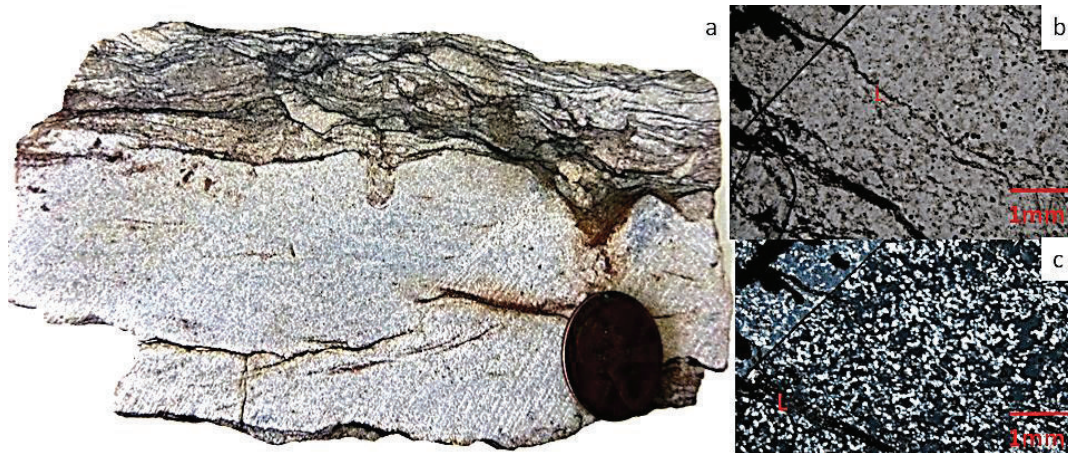


Figura 68 - Facies ALI a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

4.2.13 ARENISCA CON FINAS LÁMINAS DE LODO (ALL)



Figura 69 - Facies AFCCA a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

Descripción: Arenisca de grano fino con intercalación de muy finas láminas de lodo con estructuras como: dobles capas de lodo, laminación crinckle, ripples asimétricos, (Figura 69a); los componentes observados en la muestra de mano son carbón (2%), pirita (1.5%), y muscovita (0.67%). En el análisis de lámina

delgada se observa un cemento silíceo y un empaquetamiento completo de la roca (Figura 69b y 69c), el conteo de puntos se determinó que una composición de 92.58% de cuarzo monocristalino, 1.15% de cuarzo policristalino, y 6.6% de feldespato. El análisis de difracción de rayos X muestra la siguiente composición: cuarzo (74.03%), feldespato (2.08%), caolinita (13.79%), anatasa (2.32%), trydimita (2.07%), magnetita (0.80%), pirita (0.2%), goethita (0.50%), siderita (0.2%), rutilo (0.55%), calcita (0.80%). La porosidad de esta facie es pobre con un valor de 11.10%, y una permeabilidad de 9.7 mD, lo que hace que esta facie tiene una mala calidad de reservorio.

Muestras: AL-026; AL-029; AL-037; AL-039

4.2.14 ARENISCA FINA CON LAMINACIÓN WISPY (AFW)

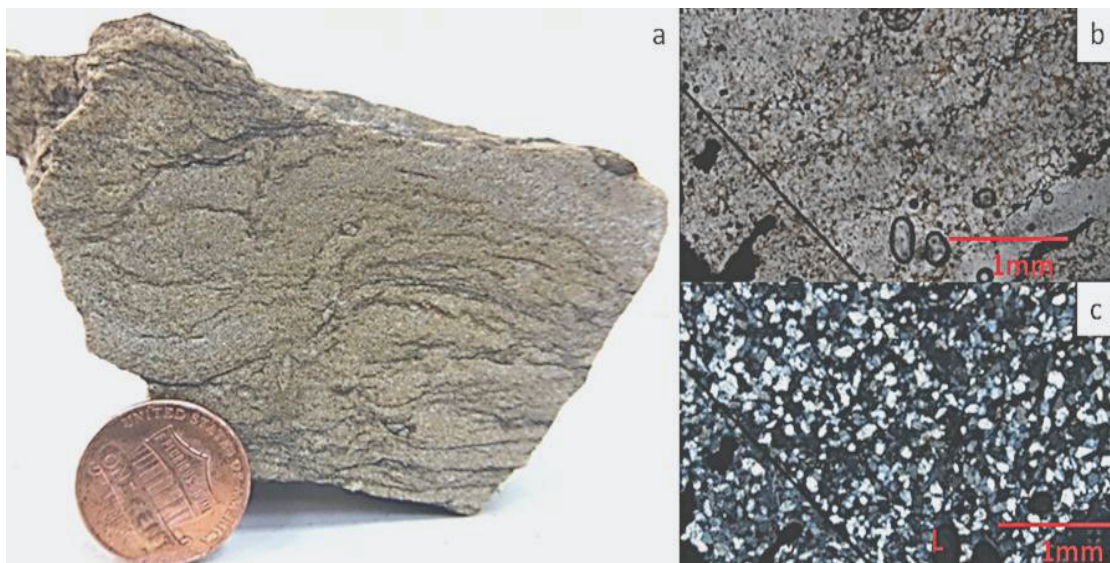


Figura 70 - Facies AFW a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

Descripción: Arenisca gris de grano fino, con estructuras crinkle, wispy, bioturbación, y dobles capas de lodo, con buen sorteo, en lámina delgada se observa un empaquetamiento completo y cemento silíceo (Figura 70), el conteo de puntos se determinó que una composición de 79.67% de cuarzo monocristalino, 1.67% de cuarzo policristalino, 1% de feldespato, 1.33% de micas, y 11.67% de arcillas. El análisis de difracción de rayos X presenta la siguiente

composición: cuarzo (72.36%), feldespato (3.56%), caolinita (11.95%), illita (3.47%), trydimita (4.06%), anatasa (1%), magnetita (0.03%), yeso (2.43%), pirita (0.88%), goethita (0.07%), baritina (0.15%). La porosidad que se calculó para esta muestra es alta (16.5%), la permeabilidad es regular con un valor de 13.55 mD, lo que hace que la calidad de esta roca como reservorio sea de regular a buena.

Muestra: AL-043; AL-050

4.2.15 ARENISCA FINA CON FLASER (AFF)

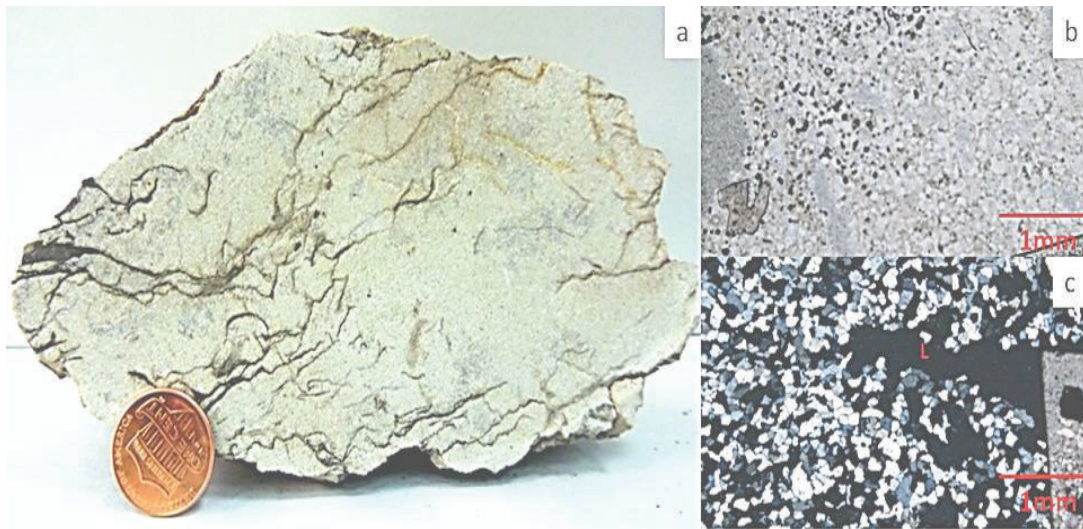


Figura 71 - Facies AFF a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

Descripción: Arenisca blanca de grano fino, con laminación crinckle, flaser, wispy, y con cemento silíceo. En el análisis de láminas delgadas se observó un empaquetamiento completo a suturado (Figura 64), el conteo de puntos se determinó que una composición de 76.67% de cuarzo monocristalino, 3.17% de cuarzo policristalino, 2.33% de feldespato, 0.83% de líticos, y 6.17% de arcillas. En el análisis de difracción de rayos X se identificó a los siguientes componentes: cuarzo (78.51%), feldespato (3.31%), caolinita (8.58%), illita (5.20%), anatasa (2.5%), baritina (0.13%), y siderita (0.42%), trydimita (0.31%), pirita (0.46%), goethita (0.08%). Las características petrofísicas de la roca son 6.93% de porosidad y 91.97 mD de permeabilidad, lo que hace que las características de reservorio en esta roca sean malas.

Muestra: AL-021; AL-022; AL-051

4.2.16 ARENISCA FINA CON LAMINACIÓN WISPY Y CEMENTO CALCÁREO (AFWC)

Descripción: Arenisca blanca de grano fino, con laminación wispy, y clastos aplanados de lodo (Figura 72), es muy similar a la facie AFW y debido a procesos diagenéticos tiene cemento calcáreo. En el análisis de difracción de rayos X se identificó a los siguientes componentes: cuarzo (76.32%), feldespato (6.1%), caolinita (10.2%), anatasa (0.54%), pirita (0.99%), rutilo (0.29%) y calcita (1.23%).

Muestra: AL-058



Figura 72 - Facies AFWC Muestra de mano.

4.2.17 ARENISCA FINA CON ESTRUCTURAS SIGMOIDALES (AFS)

Descripción: Arenisca blanca-amarillenta con tamaño de grano fino a medio; en muestras de mano son aparentemente masivas (Figura 73) pero a escala de afloramiento se observan estructuras sigmoidales asociadas con esta facie. En el análisis de láminas delgadas se observó un empaquetamiento completo a suturado (Figura 73), el conteo de puntos se determinó que una composición de 74.83% de cuarzo monocristalino, 7.83% de cuarzo policristalino, 2.83% de feldespato, 0.67% de líticos, y 1.17% de micas, y 2.67% de óxido. Los análisis de difracción de rayos X presentan la siguiente composición: cuarzo (89.98%),

feldespato (4.02%), caolinita (2.14%), illita (3.6%), anatasa (0.027%). La porosidad calculada para esta facie es en promedio de 18.65%, y la permeabilidad promedio es de 188.1 mD, lo que hace que esta facie tenga buenas a regulares propiedades de reservorio.

Muestra: AL-020; AL-027

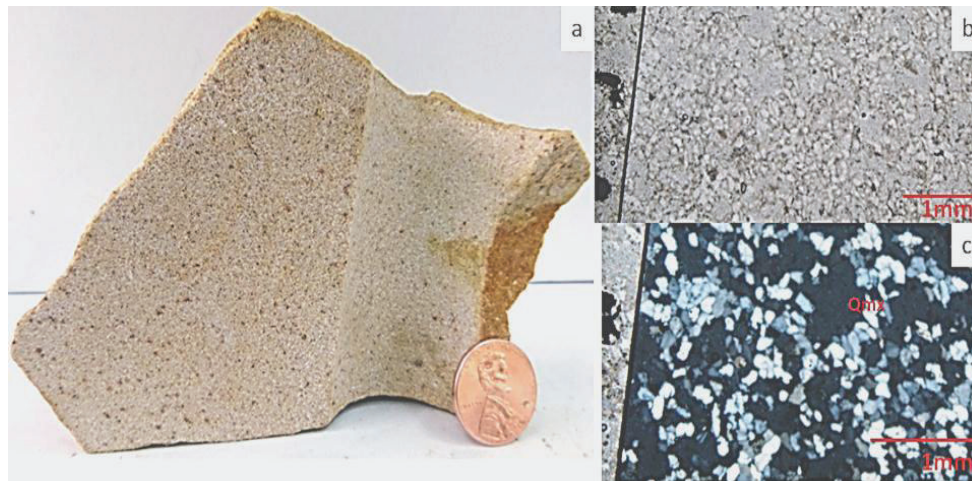


Figura 73 - Facies AFS a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles.

Interpretación de las facies AFS, AFF, ALL, AFW, AFWC, ALI: La zona submareal se compone de estructuras como las barras submareales que son unidades granocrecientes que tienen abundantes estructuras sedimentarias. Las facies AFS, AFF, ALL, AFW, AFWC, ALI, presentan una variedad de estructuras sedimentarias asociadas a sistemas mareales como: laminación, lenticular, flaser, láminas de lodo, laminación wispy, y syneresis cracks., en las barras submareales la alternancia de arena-lodo es una característica diagnóstica para esta zona (Shanmugan, 2000), la bioturbación sugiere que hubo períodos con bajas tasas de sedimentación que permitieron la proliferación de organismos, la asociación de estructuras crinckle, wispy, y estructuras sigmoidales vistas en el afloramiento son diagnósticas de un ambiente submareal (Visser 1980 en Limeres 2000). Estructuras tipo flaser y ripples como las encontradas en las facies AFF, y ALL se encuentran al tope de barras submareales (Yoshida, 2001), también se considera que la facie AFS se encuentra al tope de las barras al ser una arena más limpia. Las facies AFW, y AFWC, presentan mayor contenido de lodos y estructuras submareales como dobles capas de lodo, laminación crinckle,

bioturbación y laminación wispy, Yoshida (2001), sugiere que estructuras como las dobles capas de lodo se ubican en la parte media-superior de las barras submareales. La facie ALI con estructuras tipo wavy, o laminación débil, se ubican en la parte media-inferior de una barra submareal (Yoshida, 2001). En el afloramiento se encuentran estructuras de barras amalgamadas (Figura 74), se observan que presentan con una geometría cóncava y una base plana sin erosión a diferencia de los canales, miden individualmente alrededor de 2-3 metros. En las barras se observa la tendencia granocreciente desde facies ricas en lodo a facies heterolíticas y al tope de las barras están las facies más limpias como la AFS, y AFF, que comprenden un reservorio de buena calidad en el miembro Hollín Superior. En el campo se observó que las barras están sobreyaciendo a los canales intermareales, es decir que ya estas barras son de una parte más distal que es la zona submareal.



Figura 74: Barras submareales amalgamadas, con depósitos interbarra haciendo onlap

4.2.18 ARENISCA ARCILLOSA CON GLAUCONITA (AAG)

Descripción: Arenisca arcillosa de color gris verdoso con un tamaño de grano fino, entre las estructuras que se observaron en esta facie se tiene: nódulos sideríticos, mud drapes, laminación crinkle, clastos aplanados de lodo, dobles capas de lodo, clastos de carbón, bioturbación y laminación wispy. En el análisis de lámina delgada se observa un contenido de glauconita de un 7.33 %, 56.67% de cuarzo monocristalino, 1.17 de cuarzo policristalino, 1.33% de micas, y 28.17% de arcillas, también se observó empaquetamiento completo y cemento silíceo (Figura 67). La difracción de rayos X presenta las

siguientes abundancias relativas de componentes: cuarzo (65.94%), feldespato (4.49%), caolinita (21.08%), illita (0.55%), trydimita (5.71%), anatasa (0.51%), magnetita (1.99%), pirita (0.97%), goethita (1.42%), baritina (0.15%), siderita (0.15%), rutilo (0.44%), calcita (0.67%), glauconita (1.45%). La porosidad que se calculó para esta muestra es regular (12.85%), y una permeabilidad regular, lo que hace que la calidad de reservorio de esta facie sea regular.

Muestra: AL-056; AL-060

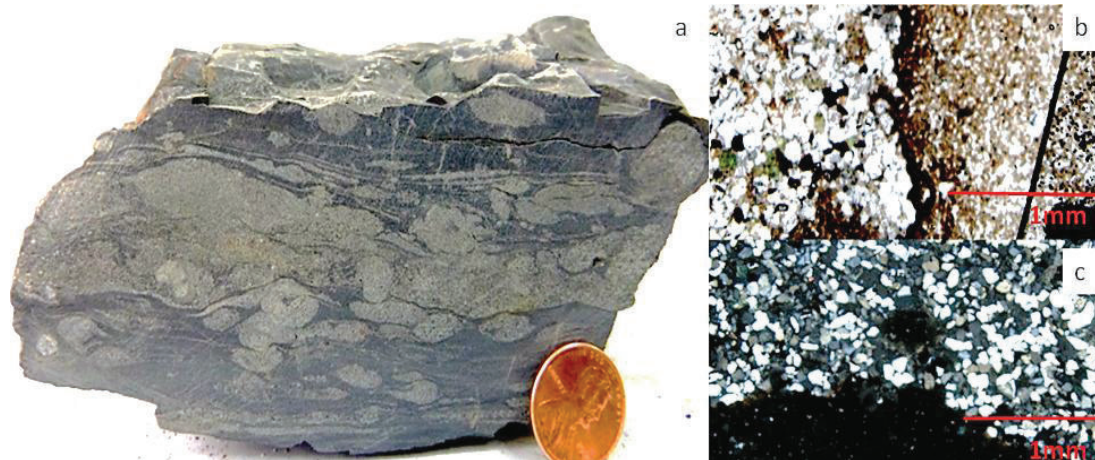


Figura 75 - Facies AAG a) Muestra de mano b) Lámina delgada sin nicoles c) Lámina delgada con nicoles

Interpretación de la facie AAG: La facie AAG es una arenisca que presenta un considerable contenido de glauconita, que es un típico mineral autigénico de zonas marinas, principalmente en base a este factor se sugiere que esta facie es de una ambiente de plataforma pero en la parte superficial debido a estructuras que se forman bajo influencia de mareas como la laminación crinkle, wispy y las capas de lodo, además es una zona que permitió la subsistencia de organismos es por eso que la facie presenta bioturbación.

4.3 EVOLUCIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La interpretación de geometrías se la hizo utilizando un mosaico de fotos tomadas en el afloramiento, que se encuentra ubicado a partir del kilómetro 13,850 (contacto Hollín-Misahualí), en la vía a casa de máquinas del proyecto hidroeléctrico Coca Codo Sinclair. El punto en el que inicia el afloramiento es el

contacto erosional de la Formación Hollín con la Formación Misahuallí (Figura 71), cuyas coordenadas UTM son 227855E; 9986234N, el estudio del afloramiento termina en donde se estima el contacto de la formación Hollín con las lutitas de la suprayacente Formación Napo (Figura 70) en las siguientes coordenadas UTM 227977E; 9986891N. La longitud total del afloramiento es de 832.5 metros y la altura de la columna estratigráfica llega a ser de alrededor de 107 metros.

A continuación del contacto entre las formaciones Misahuallí y Hollín (Figura 77), se encuentra el intervalo correspondiente al miembro Hollín Inferior en donde se observa un complejo de canales amplios de hasta 25 metros de extensión y espesores de alrededor de 2.5 metros es decir poco profundos. En la figura 77 se puede identificar la morfología de los canales, en donde se observa una base erosiva, y la forma cóncava típica de los canales rellena con materiales tipo conglomerados y arenas gruesas a medias, que corresponde a las facies CFM, AGM, AGG, AFM, en el afloramiento es evidente la ausencia de material lodoso y depósitos tipo levee y crevasse splays (asociados a ríos meándricos).

Estos antecedentes identificados en el estudio reflejan que se puede tratar de un ambiente de depósito fluvial de canales entrelazados. El ambiente sugerido en este estudio para Hollín principal, concuerda con trabajos previos como: White et al (1995) quien señala la presencia litofacies en Hollín basal que se relacionan con un sistema fluvial trenzado, similar a los tipos Plate River y Bijou Creek, descritos por Miall (1997). Jaillard (1997) propone un ambiente de ríos trenzados, en base a la abundancia de las estratificaciones oblicuas

A continuación en el afloramiento se presenta la sección que corresponde al miembro Hollin Superior, que se interpreta como un ambiente transicional costero con influencia de mareas (planicie de marea o tidal flat), esta sección vista en el afloramiento inicia con evidencias de facies de un paleosuelo y lodolitas negras con carbón (Figura 77), observadas en las facies LC o LNC que se interpretaron como parte de una zona supramareal-intermareal superior, que se compone de pantanos y manglares con raíces que cortan la sedimentación. Se observó un canal intermareal (Figura 77) sobreyaciendo a las capas de lodolitas con carbón (LNC) interpretadas como planicies de lodo (mud flats) que son parte de la zona intermareal de un ambiente costero con influencia de mareas (tidal flat). Avanzando hacia arriba en la secuencia se observan los perfiles típicos de las

barras submareales que se identifican por presentar una base plana y geometrías monticulares que presentan secuencias grano crecientes pasando de facies lodosas a facies heterolíticas y hacia el tope arenas más limpias de grano fino, se identificaron también capas de lodolitas lenticulares bioturbadas (facie LABW) haciendo on-lap sobre las barras submareales que pueden ser calificadas como depósitos de lodo submareales interbarras (subtidal interbar mud deposits, Yoshida et al 2001), ó también se puede asociar a la parte inferior distal del centro de barras submareales.

La figura 76 muestra una foto del afloramiento en donde se observó un perfil con forma de campana invertida que es otra evidencia de la presencia de las barras submareales y de su estructura que presenta a la base materiales más finos y deleznales, y luego la presencia de mayor cantidad de material arenoso las hace más resistentes, en perfil el miembro Hollín Superior alcanza un espesor de ~30 metros. También se puede observar el posible contacto con las lutitas de la Formación Napo.



Figura 76: Foto de perfil del afloramiento



Figura 77: Foto mosaico del afloramiento interpretado

4.4 ANÁLISIS DE PROVENIENCIA

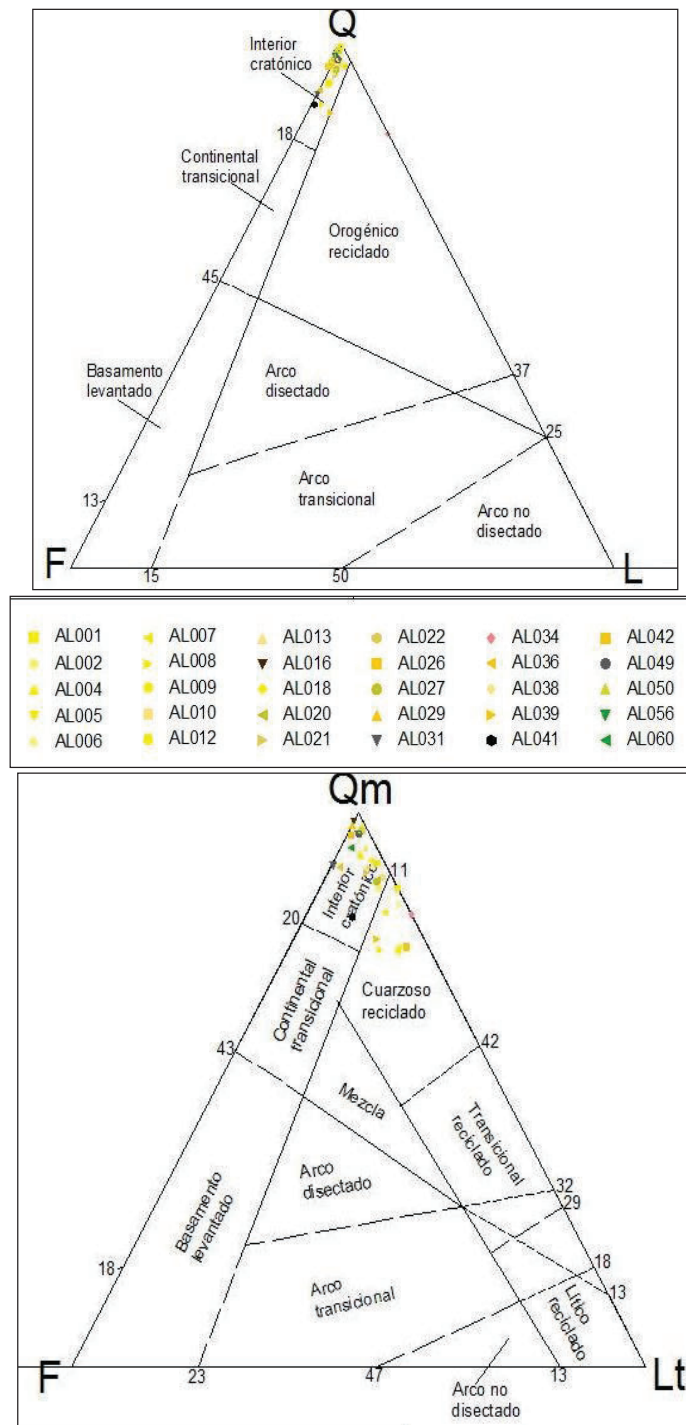


Figura 78: Diagramas ternarios de procedencia en base a Dickinson (1983). a) Diagrama QFL. b) Diagrama QmFL

En el análisis de lámina delgada se contabilizaron un total de 300 puntos, y entre los componentes se consideró cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, líticos, y feldespatos, luego de calcular el porcentaje que cada uno de estos componentes representa se plotearon los datos en el software Win-Rock y con base en estas gráficas se trazaron los diagramas de procedencia de arenas según su ambiente tectónico establecidos por Dickinson (1983), para así identificar la proveniencia de los sedimentos en relación con su ambiente tectónico. Los diagramas ternarios de la figura 78 son diagramas QFM y QmFL que considera los siguientes componentes cuarzo (Q), cuarzo monocristalino (Qm) feldespato (F), y líticos (L), y el análisis de procedencia en base a estos diagramas muestra que en los diagrama QFL y QmFL se tiene principalmente un área de aporte relacionada con un cratón interior y en menor parte hay aporte de un orogénico reciclado. Las rocas asociadas a una orogenia cuarzosa reciclada interior corresponden principalmente a las del miembro Hollín Inferior en el miembro Hollín Superior se tiene un mayor aporte de sedimentos que provienen del interior cratónico, a excepción de la muestra tipo BC que tienen un mayor aporte de sedimentos de una orogenia cuarzosa reciclada.

En la gráfica de barras en láminas delgadas con la columna estratigráfica (Figura 80), se observa que en el miembro Hollín Inferior hay un mayor aporte de sedimentos de una orogenia reciclada, que se distingue mejor en el diagrama QmFL, porque el mayor aporte de líticos corresponde a rocas tipo chert que son componentes que en el diagrama QFM son considerados con cuarzo. En el miembro Hollín Superior el contenido de cuarzos policristalinos es bajo lo que indica que el mayor aporte de sedimentos proviene del interior cratónico

4.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS DE POROSIDAD Y PERMEABILIDAD

En los análisis convencionales de porosidad y permeabilidad se obtuvieron gráficas estadísticas en las que se distinguen claramente los cambios de porosidad y permeabilidad, que coinciden con las variaciones en los ambientes propuestos. La figura 75 muestra un cambio drástico en la muestra AL-014, a partir de la cual disminuyen los valores de porosidad y permeabilidad y es ahí

donde se cambia de un ambiente fluvial a un ambiente costero con influencia mareal, luego en la muestra AL-056 se observa una variación menos perceptible pero esta muestra corresponde ya a un ambiente de plataforma siliciclástica. Al relacionar los valores obtenidos de porosidad y permeabilidad con la columna estratigráfica (Figura 80), se observa que la disminución de la permeabilidad se relaciona con el aumento de contenido de láminas lodo, que actúan como un sello e impide el paso de fluidos, mientras que las variaciones de porosidad están más bien relacionadas con el tamaño de grano, disminuyendo en las rocas con tamaño de grano más fino que son las que se encuentran en Hollín Superior.

4.6 ANÁLISIS DE RESULTADOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El estudio de difracción de rayos X, se lo representó con un diagrama de barras para identificar las variaciones de composición a lo largo del afloramiento, en esta gráfica se permite distinguir la variación de un ambiente fluvial en Hollín Inferior a un ambiente de planicie mareal en Hollín Superior.

Los resultados obtenidos en el análisis de muestras de mano y lámina delgada, más los análisis de difracción de rayos X y los análisis petrofísicos convencionales, se asociaron a cada litofacie determinada, utilizando para cada mineral o propiedad petrofísica, el valor menor y mayor en cada grupo de rocas asociadas a la facie. La tabla 8 resume las características asociadas a cada facie y la calidad de reservorio de la misma.

La columna estratigráfica del afloramiento muestra la ubicación de cada muestra, su tamaño de grano, las estructuras asociadas, sus parámetros de porosidad permeabilidad, los componentes estimados en la difracción de rayos X (Figura 81), y los ambientes asociados a cada facie. El afloramiento tiene un altura de aproximadamente 108 metros, la zona correspondiente a Hollín inferior va de 2 a 4 metros de altura, con un ambiente de canales fluviales, en los que el cuarzo es el componente fundamental de las muestras, en la columna se puede observar las tendencias granodecrecientes que son típicas de los canales. El segmento de la columna que va desde 41 metros a 108 metros es la unidad Hollín superior interpretada en este estudio como una planicie mareal y hacia al tope es parte de una plataforma siliciclástica, a la base Hollín superior presenta una zona que se

interpretó como pantanos y tiene un espesor de 1.5 metros, mas hacia el tope se tiene una combinación de subzonas de una planicie mareal como: planicies de lodo con espesores de hasta 3 metros, planicies mixtas que miden hasta 4 metros, y sistemas de barras y canales mareales que tienen espesores de hasta 7 metros. Y una pequeña capa que se asocia a un ambiente de plataforma siliciclástica de 2 metros, que esta sobreyacida por lo que se interpreta como una transgresión.

4.7 ANÁLISIS DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL AFLORAMIENTO

El análisis de tendencias de tamaño de grano, permitió distinguir varios paquetes granocrecientes y granodecrecientes en la columna estratigráfica (Figura 82).

El intervalo que corresponde a Hollín Inferior en la columna estratigráfica va de 0 a 42 metros, se observaron paquetes granodecrecientes apilados que miden entre 1 y 8 metros de espesor. El miembro Hollín Inferior a nivel regional se acomoda en una leve depresión, esta depresión se pudo formar durante un FSST (Falling stage system tract) (Comunicación personal Dr. Cristian Vallejo), y se interpreta que la depositación de Hollín Inferior se dió durante un LST (Low system tract), pues se tienen la tendencia mostrada en la figura 79, esta depositación tuvo un importante aporte de sedimentos desde el continente, mientras el nivel del mar era bajo.

Se identifica que el segmento correspondiente a la unidad Hollín Superior inicia a la altura de 42 metros (Figura 82), en donde se tiene un cambio de tendencia de grano que puede ser interpretada como una superficie de acomodación, a partir de la cual se tiene una secuencia granocreciente asociada a un ambiente costero con influencia de mareas, se asume un ascenso del mar que se deposita como un TST (Transgressive system tract), esta tendencia decreciente de grano en un TST se observa en la figura 79. En el intervalo de 42 a 107 metros se identificaron con pequeñas parasecuencias de una zona supramareal con mayor aporte del material continente, estos intervalos se encuentran a 70 y 84 metros de altura y tienen espesores muy pequeños menores a 1.5 metros

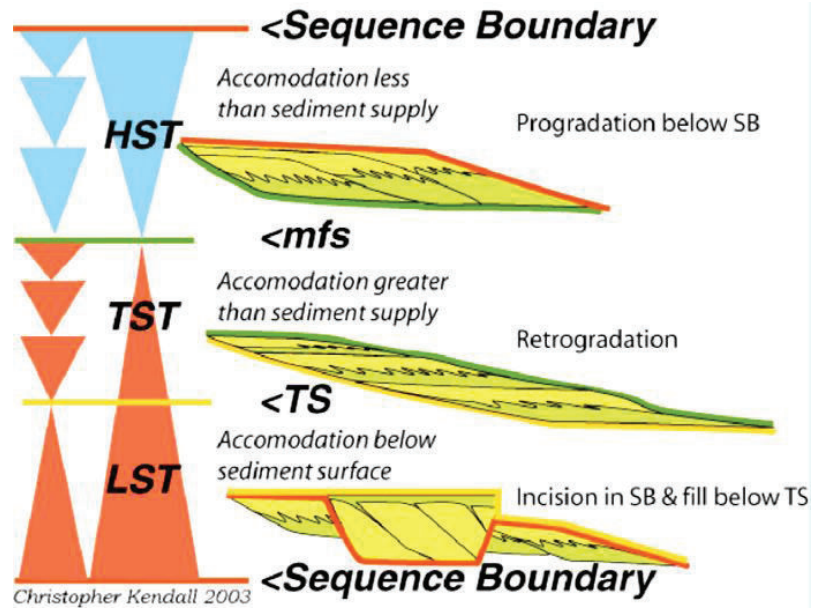


Figura 79: Ciclo estratigráfico, y sus componentes

Tomado de: http://www.tesisred.net/bitstream/handle/10803/1935/01.MLB_1de12.pdf?sequenc

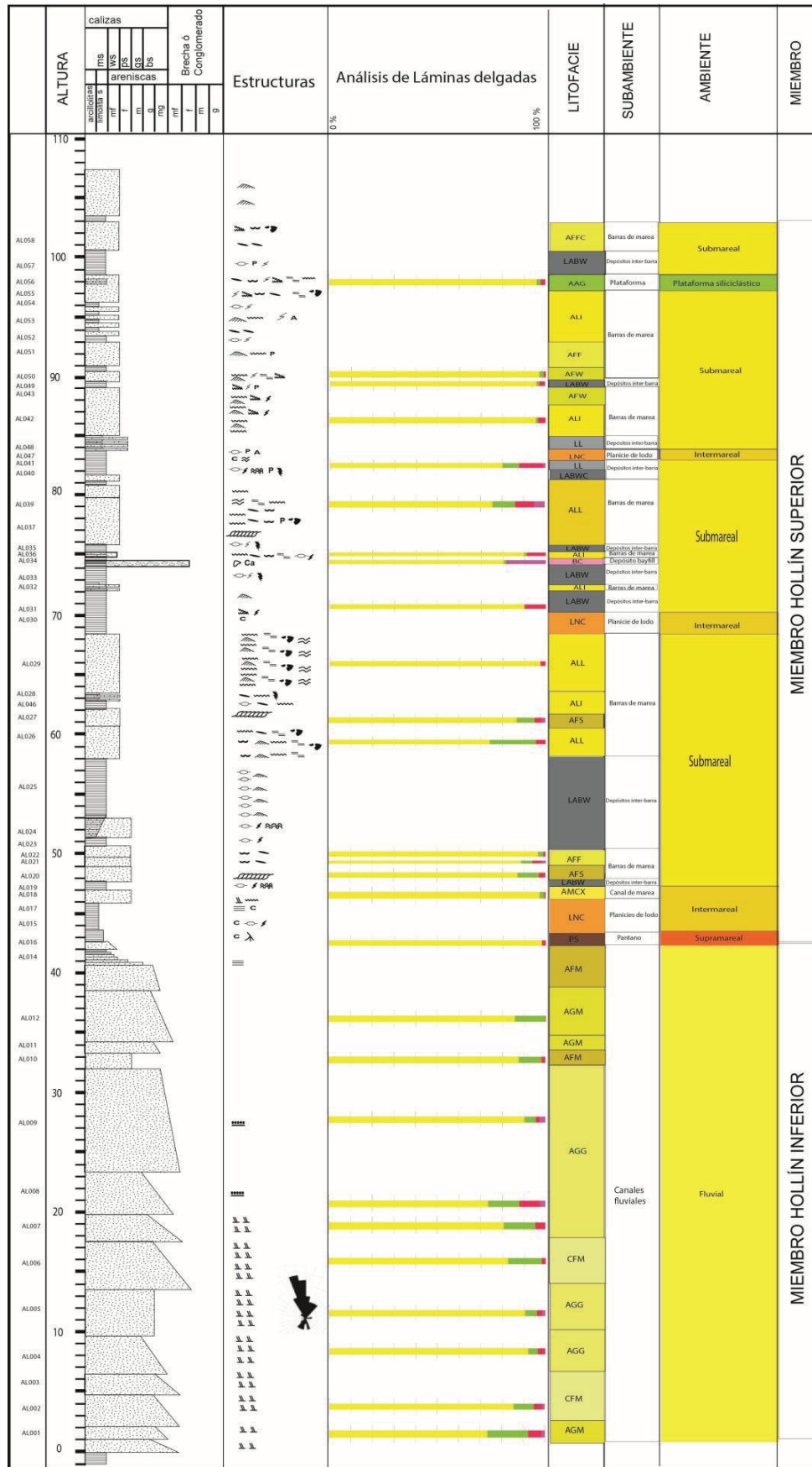


Figura 80: Columna estratigráfica del afloramiento, con los componentes identificados en el análisis de lámina delgada.

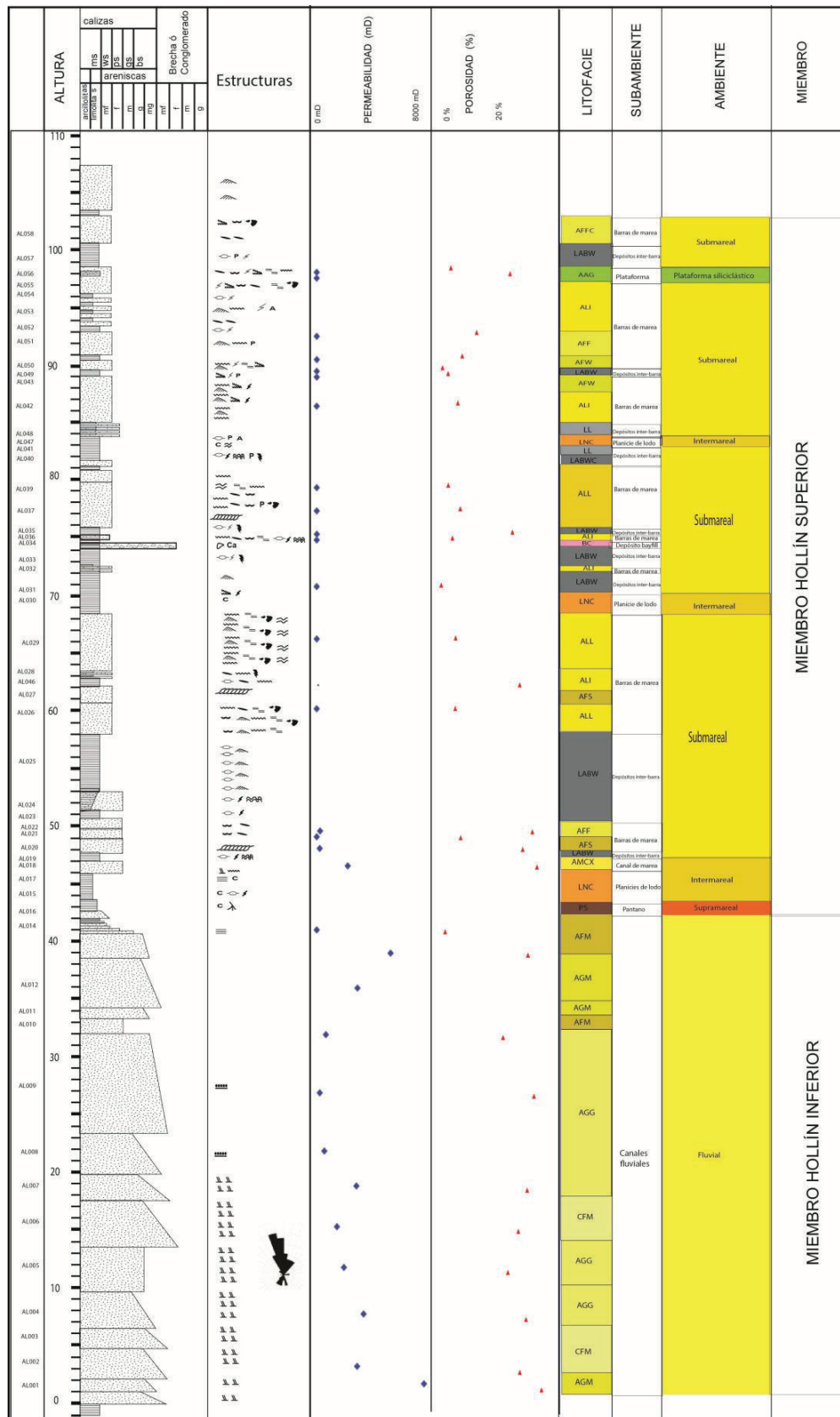


Figura 81: Columna estratigráfica, y valores de porosidad-permeabilidad de las muestras.

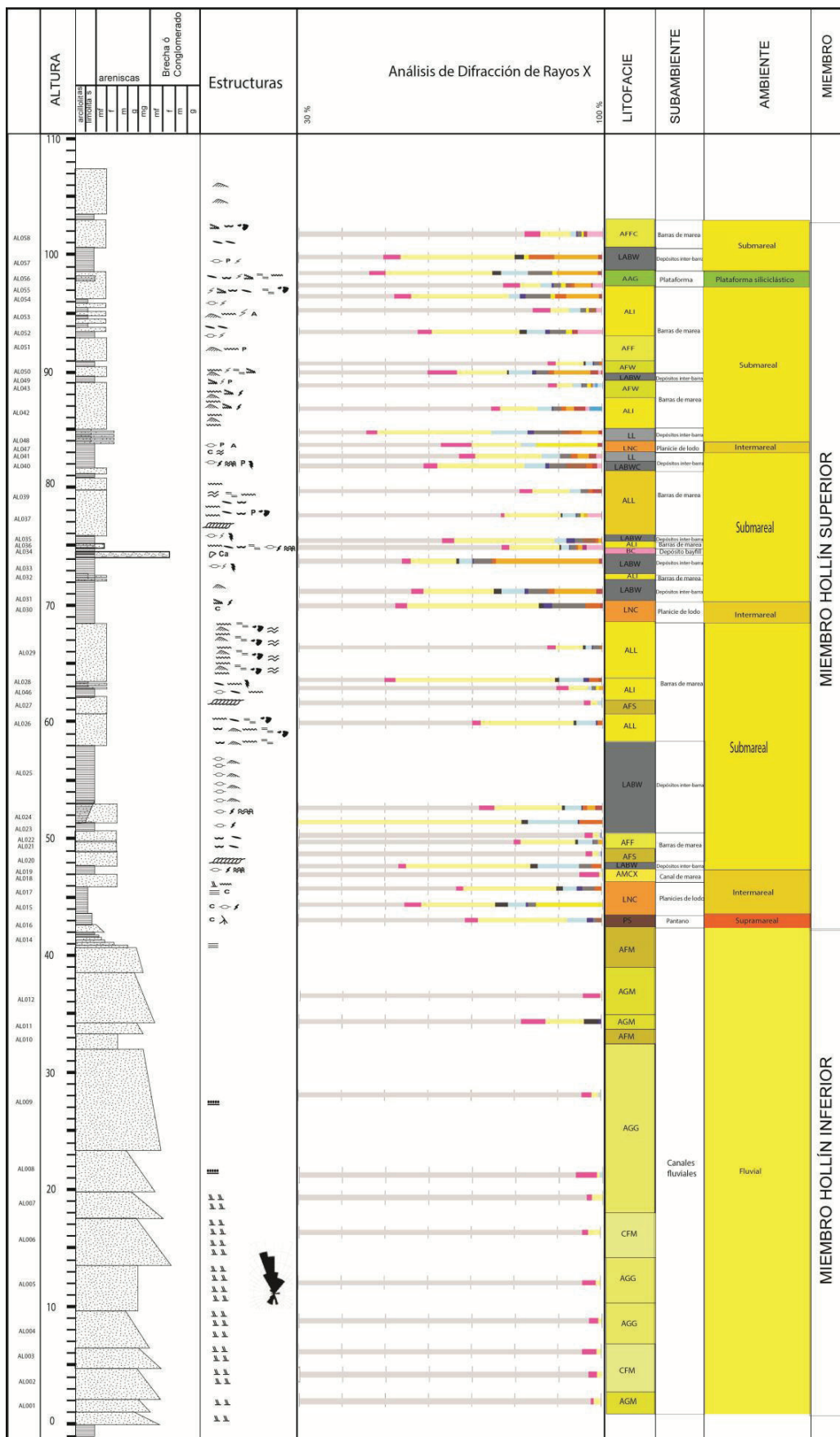


Figura 82: Columna estratigráfica, y valores de DRX asociados a las muestras.

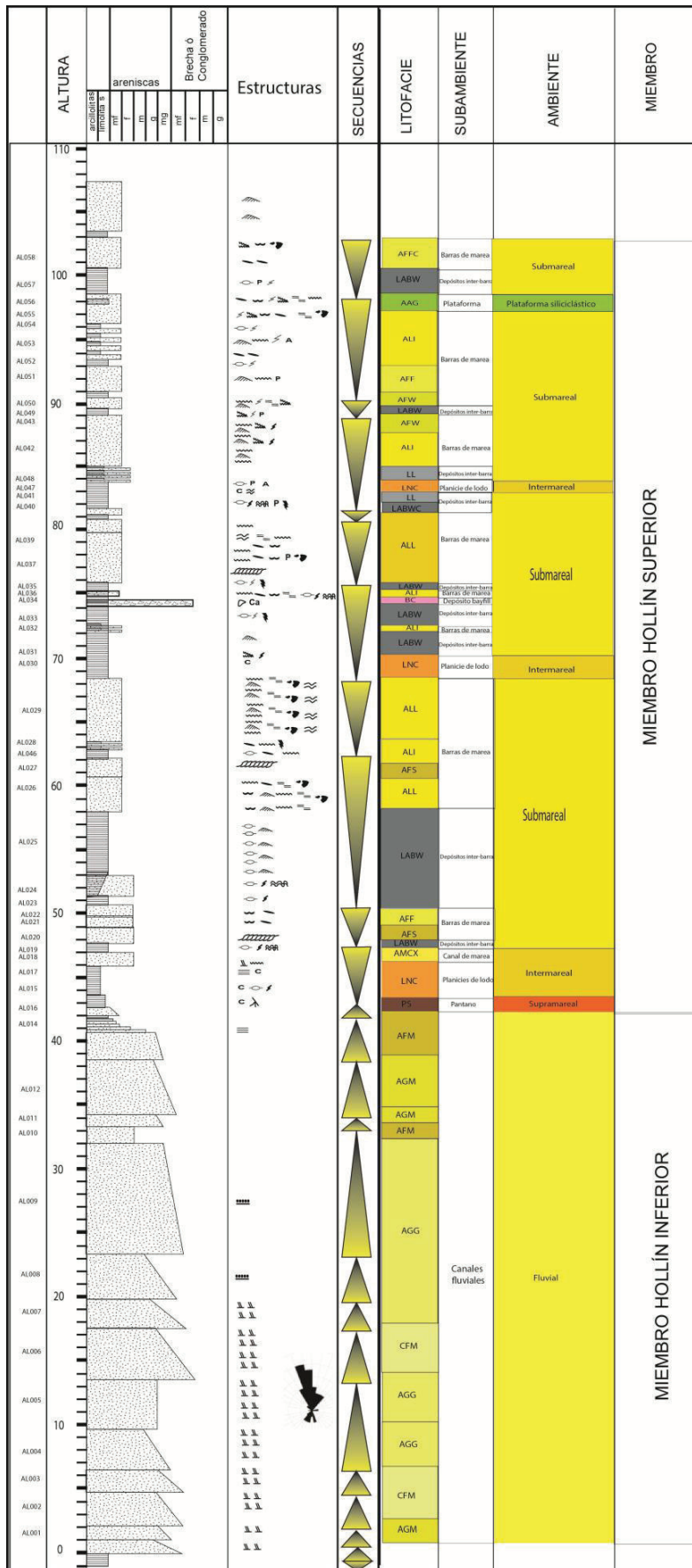


Figura 83: Columna estratigráfica, y ciclos del nivel base

4.9 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En base a los resultados del análisis de facies se propone que en el afloramiento, la zona correspondiente a Hollín inferior presenta características típicas de un ambiente fluvial de ríos entrelazados, pues la asociación de facies concuerda con lo propuesto por Miall (1985) en donde se tienen facies como conglomerados finos-medios y arenas gruesas-finas con estructura masiva, gradación y estratificación cruzada que indica un transporte desde el N con un dip de 19.2° en promedio.

Las facies están acomodadas dentro paquetes de canales apilados observados en el afloramiento, en las descripciones realizadas no se encontraron estructuras que evidencien que estos sistemas estuvieron bajo la influencia de mareas. En trabajos previos también se sugiere que se trata de un ambiente fluvial de ríos entrelazados (Shanmugan et al , 2000; White et al 1995) por la falta de depósitos tipo levee y crevasse splays.

La sección que corresponde al Miembro Hollín Superior se distingue de lo que corresponde al intervalo del miembro Hollín Inferior porque presenta litología de tamaño más fino, con intercalaciones de lodo y componentes diagnósticos de influencias de marea.

A la base del intervalo de lo que corresponde al Miembro Hollín Inferior está una capa de lodolitas que se encuentran cortadas por raíces, esto indica que es parte de la zona supramareal de una planicie costera con influencia de mareas (tidal flat); la zona supramareal se caracteriza por la presencia de pantanos y manglares, la evidencia de esto es que en el afloramiento se describen capas de paleosuelos con un importante contenido de restos carbonáceos que están cortados por raíces, este tipo de facies con evidencia de exposición subaérea, no son descritas en el artículo de Shanmugan et al (2000), quien propone que la unidad Hollín Superior es parte de un ambiente de estuarios.

Higgs (2002) presenta una discusión, con varios puntos que no favorecen la teoría de que Hollín fue un estuario, entre esos puntos con respecto a evidencias de exposición subaérea plantea que, en un ambiente de estuario con climas húmedos los pantanos comprenden una área importante de la zona y como evidencia se deben encontrar paleosuelos, capas con raíces y carbones que es lo

que en este estudio corresponde a las facies LC (Limolita café) y LNC (Lodolita negra con carbón). La propuesta de Shanmugan et al (2000) de un estuario dominado por mareas para el Campo Sacha presenta una limitación en cuanto a su extensión, el Campo Sacha tiene dimensiones de 25 km por 5 Km (Canfield, 1991 en Higgs, 2002) y podría caber dentro de las dimensiones de un estuario análogo como es Oosterschelde (Higgs, 2002), pero es necesario considerar que la morfología de un estuario presenta una típica forma de embudo (Figuras 12 y 13) que indica que el área de influencia es pequeña en relación con la extensión que presenta la Formación Hollín y su extensión hacia el norte en la cuenca Putumayo, que es la Formación Caballos.

Higgs (2002) indica las siguientes dimensiones para las formaciones Hollín-Caballos: 150 kilómetros de Norte a Sur en las cuencas Oriente-Putumayo y 200 Km más hacia el norte en las montañas Garzón para luego reaparecer en la Cuenca Magdalena (Corrigan, 1967; Florez y Carrillo, 1994; Renzoni, 1994 en Higgs 2002), y en el sentido E-W se extiende al menos 100 Km en la Cuenca Oriente (Dashwood y Abbotts, 1990), en base a esta observación se tienen otro aspecto que favorece la teoría de que se trata de una planicie costera con influencia de mareas que son áreas más extensas como Waden en Holanda que se extiende en una longitud de unos 500 km y un área de 10.000 km² (<http://whc.unesco.org/en/list/1314>).

Por definición un estuario es el relleno de un valle inciso pero, en el trabajo previo de Shanmugan et al, (2000) se indican que los estudios de afloramientos, núcleos, sísmica y datos de pozo no corroboran el relleno de un valle inciso que es una condición necesaria para hablar de un ambiente de estuario, por lo que se favorece la teoría de que se trata de una extensa planicie costera con influencia de marea.

En términos de reservorios, las facies CFM, AGM, AGG, y AFM del miembro Hollín Inferior que se encuentran dentro de geometrías de canal presentan las mejores calidades de reservorio pues tienen altos valores de porosidad y permeabilidad. En el miembro Hollín Superior los mejores reservorios están en las facies de canales intermareales (AMCX) que presentan arenas más limpias con escasas intercalaciones de capas de lodo, a diferencia de las facies que se encuentran en un ambiente submareal (AFS, AFF, ALL, AFW, AFWC), donde los

reservorios se asocian con geometrías de barras submareales, que tienen menor calidad de reservorio pues están asociadas con capas de lodos que actúan como roca sello (LABW, LABWC, LL) y disminuyen la permeabilidad vertical de las rocas.

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

- En el presente estudio realizado en el afloramiento de la Formación Hollín se identificaron un total de 18 facies en la secuencia del afloramiento, entre las que se encuentran, una facie conglomerática CFM; 10 facies arenosas: AGM, AGG, AFM, AMCX, AFF, AFW, AFWC, AFS, ALL, AAG; una facie heterolítica: ALI; cuatro facies lodosas: LABW, LABWC, LNC, LL; una facie limosa: LC; y una facie brechosa: BC.
- El análisis de láminas delgadas y el posterior ploteó de la composición de las mismas, define según el diagrama de Dickinson (1983) un área de aporte de sedimentos relacionada con una orogenia reciclada sobre todo en la zona de Hollín Inferior, mientras que la unidad Hollín Superior se tiene un aporte de sedimentos de un cratón interior.
- Las facies CFM, AGM, AGG, AFM son parte del miembro Hollín Inferior y se interpretan como facies de un ambiente fluvial, en el campo se distinguen claramente las formas cóncavas típicas de canales, las litologías descritas son: conglomerados, arenas de muy gruesas a finas. Las rocas son masivas o tienen estructuras como gradación o estratificación cruzada plana que se asocian con canales, y la ausencia de estructuras de marea y el grande tamaño de grano hace que se considere que se tratan de ambientes con altos niveles de energía, en este caso canales fluviales trenzados por la falta de evidencia de depósitos tipo levee y crevasse splays que se asocian con ríos meándricos. Las medidas de paleo corriente indican un transporte hacia el NNW con un dip promedio en las medidas de 19.2°. Las facies CFM, AGM, AGG, AFM dentro del afloramiento son las que presentan las mejores características de reservorio, al ser parte de un ambiente de canales fluviales, tienen buenos niveles de porosidad (hasta 20.5%) y permeabilidad (hasta 7921.2 mD), y bajo contenido de matriz.
- El intervalo del afloramiento que corresponde a Hollín Superior se considera que es parte de un ambiente de planicie costera con influencia

mareal, que consiste de una zona supramareal, intermareal y submareal. La zona supramareal dentro del estudio corresponde a la facie LC (Limolita café), las rocas de este tipo no tienen características para ser un reservorio sino más bien funcionan como roca sello. La zona intermareal se encuentra representada por las siguientes zonas: planicies de lodo (facie LNC), y canales de marea (AMCX). Las planicies de lodo se encuentran adyacentes a la zona supramareal, con espesores de 2 a 3 metros. En general las características petrofísicas de las facies AMCX ambiente son buenas, la porosidad alcanza valores de hasta un 18%, y los valores de permeabilidad son buenos con un valor de 2294.4 mD lo que hace que esta facie tenga buenas características de reservorio. En la zona submareal se encuentran las facies AFS, AFF, ALL, AFW, AFWC, ALI que forman parte de barras submareales, con una variedad de estructuras sedimentarias asociadas a sistemas mareales como: laminación lenticular y flaser, láminas de lodo, laminación wispy, estructuras sigmoidales, y dobles capas de lodo, en las barras submareales la alternancia de arena-lodo más las estructuras antes mencionadas son una característica diagnóstica para esta zona, además en el afloramiento también es evidente encontrar la asociación de facies antes citadas forman parte de montículos que son interpretados como barras submareales. Su calidad de reservorio es buena a regular en términos de porosidad con valores promedio de 12.34%, pero su permeabilidad promedio de 70.92 mD, se ve afectada por la presencia de lodo que hace que disminuya la calidad de reservorio. Las facies LABW, LABWC, y LL se consideraron como depósitos de relleno submareal interbarras, en el afloramiento se encuentran haciendo onlap sobre las barras submareales, su valor de porosidad promedio es 13.08 %, y su permeabilidad promedio es de 9.83 mD lo que hace que estas facies presenten más bien características de una roca sello. La facie BC se considera como un debris flow producto de tormentas que arrastraron material zonas más profundas o por una crecida de ríos en la zona supramareal, presenta un buen valor de porosidad 19.5%, pero su permeabilidad es muy baja con un valor de 8.7% lo que lo convierte en un reservorio de calidad regular.

- La zona más distal es la plataforma siliciclástica que está constituida por la facie AAG, una arenisca que presenta un considerable contenido de glauconita (7%). Sus características petrofísicas son de regulares a buenas, la porosidad es buena, y oscila en valores de 12.3% a 15.4%, pero los valores de permeabilidad son regulares a malos y varían de 7.1 mD a 14.3 mD.
- En base a los resultados del análisis de facies se propone que en el afloramiento, la zona correspondiente a Hollín inferior presenta características típicas de un ambiente fluvial de ríos entrelazados, que están acomodadas dentro paquetes de canales apilados, y a medida que avanza el tiempo, disminuyó la energía del ambiente gradando en Hollín inferior de arenas gruesas y conglomerados en el tope a arenas finas, y ya luego se pasa a un ambiente costero, en la interpretación de la estratigrafía secuencial se confirma esto, pues en la zona de Hollín Inferior se tiene una depositación LST, sobre una superficie formada durante un FSST, en Hollín Superior se pasa a un TST. La sección que corresponde a Hollín Superior se distingue de Hollín Inferior porque presenta litología de tamaño más fino, con intercalaciones de lodo y componentes diagnósticos de influencias de marea a la que se considera que es parte de una planicie costera con influencia mareal a diferencia de trabajos previos como el de Shanmugan (2000) que habla de un ambiente de estuarios, y se cuestiona esta afirmación porque este ambiente tiene ciertas limitaciones como la gran extensión de esta formación que hacia otras cuencas donde toma el nombre de Formación Caballos, además de la falta de evidencia en la sísmica de lo que debería ser un valle inciso

5.2 RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar un estudio de micropaleontología en las lodolitas, para detallar la microfauna de cada zona
- En el análisis de láminas delgadas se reconocieron ciertos granos de zircones, este tipo de mineral es útil para realizar dataciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, y

de esta manera conocer con más exactitud las edades asociadas a los sedimentos de las rocas.

- Al realizar un análisis de DRX de agregados orientados se podría distinguir exactamente el tipo de arcilla que se asocia a cada roca a diferencia del análisis realizado en este estudio que nos permite tener una visión más general de la composición, conocer el tipo de arcilla en la roca es importante para optimizar los procesos de perforación.
- Realizar un estudio similar con otros afloramientos de la cuenca y así poder correlacionar con los resultados de este estudio.
- Continuar este estudio del afloramiento para la Formación Napo y así seguir conociendo los detalles y características de esta formación, que como la Formación Hollín tiene buenas características de reservorio.

BIBLIOGRAFÍA

- Allaby, A., y Allaby, M. (1999). *A Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University. 619 p.
- Alonso, J., García, M. J., y Díaz del Río, G. (1993). Current measurements on the Galician shelf. Wind and tide effects. *Bol. Inst. Oceanogr.*, 9, 323-342p.
- Álvarez-Iglesias, P., Rubio, B., y Vilas, F. (2003). Pollution in intertidal sediments of San Simón Bay (Inner Ria de Vigo, NW of Spain): Total heavy metal concentrations and speciation. *Mar. Pollut. Bull.*, 46, 491-503p.
- Arche, A., (2010). Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, II, 15-52p.
- Arribas, J., Marfil, R., y de la Peña, J. A. (1985): Provenance of Triassic Feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of Quartz types. *J. Sediment. Petrol.*, 55, 864-868.
- Baby, P., Rivadeneira, M., y Barragán, R. (2004). *La cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. FEA-IRD-Petroproducción, 295p.
- Baby, P., Bernal, C., Christophoul, F., y Valdez, A. (1998). Modelo estructural y ciclos tectono-sedimentarios de la cuenca Oriente. *Convenio Petroproducción-ORSTOM*, Informe interno, 77 p.
- Baker, V., y Kochel, R. (1988). *Flood sedimentation in bedrock fluvial systems*. *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, 123-137p.
- Balkwill, H., Rodrigues, G., Paredes F., y Almeida J. (1995). Northern Part of Oriente Basin Ecuador: Reflection Seismic Expression of Structures. *AAPG Memoir*, 62, 559 -571p.
- Barragán, R., Baby, P., y Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 236, 670-690p.
- Barragán, R., y Baby, P. (2004). Magmatismo Alcalino Intra-placa en la cuenca Cretácica Oriente, Ecuador: Evidencias Geoquímicas, Geocronológicas y Tectónicas. *Travaux de l'Institut Francais d'lttudes Andines*, 144, 45-68p.
- Barwis, J. (1978). Sedimentology of some South Carolina tidal-creek point bars, and a comparison with their fluvial counterparts. *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir* 5, 129-160p.
- Basu, A., Young, S., Suttner, L., James, W., y Mack, G. (1975). Re-evaluation of the use of ondulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *J. Sediment. Petrol.*, 45, 873-882p.
- Baucon, A., (2008). Neoichnology of a microbial mat in a temperate, siliciclastic environment: Spiaggia al Bosco (Grado, Northern Adriatic, Italy). *Italian Ichnology*, *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, vol. 83, 183-203p.
- Benítez, S., Ordóñez, M., y Villacrés, J. (1991). Estratigrafía de la cuenca de Manabí: Nuevas dataciones y definiciones formacionales. VI Congreso ecuatoriano en Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Geotecnia.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., y Sopeña, A. (2003). Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sediment. Geol.*, 160, 285-286p.

- Boersma, J.R. (1975). Tidal deposits: A casebook of recent examples and fossil counterparts. Springer-Verlag. Berlin: 2pp
- Boersma, J., y Terwindt, J. (1981). Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28, 151-170p.
- Boyd, R. (2006). Estuarine and incised-valley facies models. *Facies Models revisited*. SEPM Spec. Publ., 84, 171-235p.
- Boyd, R., Dalrymple, R., y Zaitlin, B. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.*, 80, 139-150p.
- Bridge, J. (1993). The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. BestyBristow eds. *Braided Rivers*. Geol. Soc. London, Sp. Publ. 75, 13-71p.
- Bridge, J. S. (2003). *Rivers and Floodplains*. Blackwell, Oxford.
- Bridge, J., y Demicco, R. (2008). *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bristow, C., y Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Ecuador*. Second edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 412 p.
- Canfield, R., Bonilla, G., y Robbins R. (1982). Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente. *Bull AAP*, 66, 8, 1076-1090p.
- Cant, D. J., (1982), Fluvial facies models, in P. A. Scholle and D. R. Spearing, eds., *Sandstone depositional environments: AAPG Memoir 31*, p. 115–137.
-
- Catuneanu, O., (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35 (1), 1–43.
- Chang, T., Flemming, B., y Bartholomä, A. (2007). Distinction between sortable silts and aggregates in muddy intertidal sediments of the East Frisian Wadden Sea, southern North Sea. *Sediment. Geol.* 202, 453–463p.
- Christophoul, F. (1998). Comisión Zona Gualaquiza, Carretera Méndez - Patuca - Santiago - Morona y Cerro Macuma. *PETROPRODUCCION – ORSTOM*, 41p.
- Chung, G., y Park, J. (1977). Sedimentological properties of the recent intertidal flat environment, Southern Nam Yang Bay, West coast of Korea. *J. Ocean. Soc. Korea*, 13, 9-18p.
- Collins R. E. (1961). *Flow of Fluid Through Porous Materials*. Reinhold Publishing Corporation, New York, pp. 1-10
- Collins, M., Amos, C., y Evans, G. (1981). Observations of some sediment-transport processes over intertidal flats, the Wash, U. K. *IAS Spec. Publ.*, 5, 81-98p.
- Collinson, J. (1969). The Sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the murian of Northern England. *J. Sediment. Petrol.*, 39, 194-221p.
- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L., Vera, J., y Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*, Rueda, Madrid, 718p.
- Corrigan, H. (1967). The geology of the Upper Magdalena Basin (northern portion), in *Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, geological field trips Colombia, 1959–1978: Bogota, Ediciones Geotec Ltda.*, 221–251p.

- Critelli, D., y Le Pera, E., Tectonic evolution of the southern Apenines Thrust Belt (Italy) as reflect in modal compositions of Cenozoic sandstone. *Journal of Geology*.
- Collins R. E. (1961). *Flow of Fluid Through Porous Materials*. Reinhold Publishing Corporation, New York, pp. 1-10.
- Dalrymple, R. (1992), Tidal depositional systems, R. G. Walker and N. P. James, eds., *Facies models: response to sea level change: Geological Association of Canada*, 195–218p.
- Dalrymple, R., Baker, E., Harris, P., y Hughes, M., (2003). Sedimentology and stratigraphy of a tide dominated foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). Sidi, F.H., Nummedal, D., Imbert, P., Darman,H., Posamentier, H. Eds.,*TropicalDeltas of Southeast Asia—Sedimentology, Stratigraphy and Petroleum Geology*. SEPM Spec. Publ., vol. 76, 147–173p.
- Dalrymple, R., Knight, R., Zaitlin, B., Middleton, G., (1990). Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* 37, 577–612p.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B., y Boyd, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sedimen. Petrol.*, 62, 1130-1146p.
- Dalrymple, R., y Choi, K. (2007). Morphologic facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence stratigraphic interpretation. *Earth-Sci. Rev.* 81, 135–174p.
- Dalrymple, R., y Choi, K. 2003. Sediment transport by tidal currents. G. V. Middleton ed., *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 606-609p.
- Dalrymple, R., y Rhodes, R., (1995). Estuarine dunes and bars. Perillo, G.M.E. ed., *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. *Developments in Sedimentology*, vol. 53. Elsevier, Amsterdam, 359–406p.
- Dalrymple, R.W., 2010, Tidal depositional systems, *in* *Facies Models 4*. N.P. James and R.W. Dalrymple (eds.). St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, p.201-231
- Dashwood, M., y Abbotts, L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador, J. Brooks, ed., *Classic petroleum provinces: Geological Society Special Publication* 50, 89–117p.
- Davies, J. (1964). A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeits. Geomorph.*, 8, 127-142p.
- Davis, R.A., 1985 *Coastal Sedimentary Environments ((2nd edition))*, Springer-Verlag, New York (1985), p. 716
- De Boer, P. (1998). Intertidal sediments: composition and structure. Eisma, D. ed., *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats and Coastal Lagoons*.CRC Press, Boca Raton, 912–921p.
- Desjardins, P., Buatois, L., y Mángano, M., (2012). Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, Developments in Sedimentology*. V. 64, Chapter 18, 529–561p.

- Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., y Christophoul, F. (2004). El Pre-Aptense en la Cuenca Oriente ecuatoriana. Baby, Rivadeneira, Barragán Eds., La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. 23-44p.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F., y Ryberg, P. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 222-235p.
- Di Giulio A., y Valloni R. (1992). Analisi Microscopica delle Arenite Terrigene: parametri petrografici e composizioni modali, *L'Ateneo Parmense Acta Naturalia*, 28, 55-101p.
- Dronkers, J. (1986). Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Neth. J. Sea Res.* 20, 117-131p.
- Dyer, K. (1995). Sediment transport processes in estuaries. G. M. E. Perillo ed., *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, Amsterdam, 423-449p.
- Dyer, K. (1997). *Estuaries: A Physical Introduction*, 2.^a ed. John Willey y Sons, Chichester.
- Dyer, K. (2003). Estuarine Circulation. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 846-852p.
- Eguez, A., Alvarado, A., Vaca, E., y Sánchez, A. (1997). Geocronología en los Andes Ecuatorianos: Principales Eventos de Metamorfismo, Magmatismo y Volcanismo. Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador, 55-84p.
- Egüez, A., 1986. Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10' S), les mineralisations associees. Unpublished Doc. Thesis, UPMC, Paris, 116 p.
- Eisma, D. (1997), Intertidal deposits: River mouths, tidal flats and coastal lagoons, CRC Press, Boca Raton, Boston, London, New York, 525p.
- Escalante, F., Rolong, J., Urbina, J., Pacheco K., Suarez, O., 2009, Instituto Universitario de Nuevas Profesiones. Métodos del Subsuelo. Caracas, Agosto de 2.008 <http://www.monografias.com/trabajos62/nucleos-perforacion/nucleos-perforacion2.shtml#ixzz3yfbmaL32->
- Fairbridge, R. (1980): The estuary: its definition and geodynamic cycle. Olaussony Cato eds. *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*, 1-16p.
- Faucher, B., Savoyat, E. (1973). Esquisse Geologique des Andes de L' Equator. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*. Vol. XV, Fasc. 1-2, 115-142p.
- Feo-Codecido, G. (1956): Heavy-mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *AAPG Bull.*, 40, 984-1000
- Flemming, B. (2000). The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. Trentesaux, A., Garlan, T. Eds, *Marine Sandwave Dynamics*. 23–24 March 2000, University of Lille 1 (France), *Proceedings*, 55–60p.
- Flemming, B. (2012). Siliciclastic back-barrier tidal flats. DavisyDalrymple eds. *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Dordrecht, 231–267p.
- Flórez, J., y Carrillo, G. 1994, Estratigrafía de la sucesión litológica basal del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. EtayoySerna, ed. *Estudios geológicos*

del Valle Superior del Magdalena: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, trabajo II, 26p.

- Folk, R. L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's Book Store, Austin-Texas, 170p.
- Frey, R. y Howard, J. (1978). Mesotidal estuarine sequences: a perspective from the Georgia Bight. *J. Sedimen. Petrol.*, 56, 911-924p.
- Frey, R., y Pemberton, S., (1986). Vertebrate lebensspuren in intertidal and supratidal environments, Holocene barrier islands. *Georgia. Senckenberg. Marit.* 18, 45–95p.
- Frey, R., Pemberton, S., (1987). The *Psilonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 35, 333–357p.
- Friend, P., Slater, M., y Williams, R. (1979). Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain: *Geological Society of London, Journal*, v. 136, 39-46p.
- Friend, P. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. CollinsonyLewin eds. *Modern and Ancient Fluvial Systems: International Association of Sedimentologists, Special Publication 6*, 345-354p.
- Galloway, W.E. (1998) Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding Surface Bounded Depositional Units. *The American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 73:2, pp. 125-142
- Gil, W., Baby, P., y Paz, M. (1996). The continuum tectonic during the Cretaceous-Paleocene times in the Andean North-Peruvian Foreland Basin (Marañón basin). 3rd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'96), Saint Malo (France), ORSTOM, Collection "Colloques et Séminaires", 1, Géodynamique Andine (Résumés étendus), 363-366p.
- Goldschmid, R. (1941). Geological Survey in Oriente Ecuador. Shell Report, 145 p.
- Goosens, P., y Rose, W. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, 1043-1052p.
- Griem, W., y Griem-Klee, S. (2003). Apuntes de Geología General, disponible en: <http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap03b.htm>
- Hall, M., y Calle, J. (1982). Geochronological control for the main Tectono-Magmatic events of Ecuador: *Earth Science Review*, v. 10, 215-239p.
- Haq, B., Hardenbol, J., y Vail, P. (1987). Chronology of Fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156-1167.
- Hardie, L. (1986). Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition. *Qart. J. Colorado Shc. Mines*, 81, 59-74p.
- Hayes, M. (1975). Morphology of sand accumulations in estuaries. L. E. Cronin ed. *Estuarine Research*, 2, 3-22p.
- Hayes, M. (1979). Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. Leatherman ed. *Barrier Islands*, 1-27p.
- Hayes, M., y Kana, T. (1976). Terrigenous Clastic Depositional Environments, U. South Carolina. Technical Report 11.

- Helmold, K. (1985). Provenance of feldspathic sandstones - The effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. Provenance of Arenites. NATO ASI Series C-148: 139-164p.
- Higgs, R. (2002). Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente Basin, Ecuador: Discussion. AAPG Bull. v. 86, no. 2, 329-334p.
- Huthnance, J., Van Aken, H., White, M., Barton E., Le Cann, B., Coelho, E., Fanjul, E., Miller, P., y Vitorino, J. (2002). Ocean margin exchange - water flux estimates, J. Marine Syst., 32, 107-137p.
- Jaillard, E. (1993). La Sedimentación en los deltas, los estuarios y las cuencas sedimentarias. Curso de capacitación del convenio ORSTOM-PETROPERÚ, 33p.
- Jaillard, E., (1997). Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Petroproducción-ORSTOM Edición, 163p.
- Jervy, M.T (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. C.K. Wilgus, B.S.H., C.G.St.C Kendall, H.W. Posamentier, C.A Ross and JC Van Wagoner. (Eds), Sea Level Changes. pp. 47-70.
- Johnson, H.D. (1978): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sci. Publ., 557 pp.
- Juteau, T., Megard, F., Raharison, L., y Whitechurch, H. (1977). Les assemblages ophiolitiques de l'occident equatorien: nature petrographique et position structurale. Bulletin Societe Geologique de France, v. 19, 1127-1132p.
- Klein, G. (1970). Depositional and dispersal dynamics of tidal sand bars. J Sediment Petrol 40, 1095-1127p.
- Klein, G. (1985). Intertidal flats and intertidal sand bodies. Davis ed., Coastal Sedimentary Environments. Springer Verlag. New York, 187-224p.
- Klein, G. (1977). Clastic tidal facies. Cont. Educ. Publ. Co. Illinois.
- Knight, R., y Dalrymple, R. (1975). Intertidal sediments from the south shore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. Ginsburg R. ed. Tidal deposits. Springer, New York, 47-55p.
- Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C., y Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador: Geological Society of America Bulletin, v. 99, 569-578p.
- Leopold, L., y Wolman, M. (1957). River channel patterns: braided, meandering and straight. US Geol. Sur., Prof. Paper, 262B, 9-85p.
- Limeres, M., Hinterwimmer, G., Blanco Ibañez, S., y Rodriguez, E. (2000). Modelo de facies de un complejo estuarino en una sucesión transgresiva: Formación Springhill, área La Tehuelche, Cuenca Austral, Argentina. AAS Revista vol. 7 nº 1-2: 73-93p.
- Litherland, M., Aspden, J. (1992). Terrane-boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes: Journal of S. Am. Earth Sci., v. 5, 71-76p.
- MacEachern, J., y Gingras, M. (2007). Recognition of brackish-water trace fossil assemblages in the Cretaceous western interior seaway of Alberta. Bromley, R., Buatois, L., Mángano, G., Genise, J., Melchor, R. Eds. Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology. SEPM Spec. Publ., vol. 88, 149-194p.

- MacEachern, J., y Pemberton, S. (1994). Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. Boyd, R., Zaitlin, B., Dalrymple, R. Eds. *Incised Valley Systems, Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Spec. Publ., vol. 51, 129-157p.
- Madrid, M., (2013). <http://www.portaldelpetroleo.com/2013/01/nucleos-tipos-seleccion-y-muestreo.html>
- Mángano, M., y Buatois, L. (2004a). Reconstructing Early Phanerozoic intertidal ecosystems: ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina. Webby, B., Mángano, M., Buatois, L. Eds. *Trace Fossils in Evolutionary Palaeoecology*. *Fossils Strata* 51, 17-38p.
- Mángano, M., y Buatois, L. (2004b). Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. McIlroy, D. ed. *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 228, 157-178p.
- Marocco, Rene (2009). Texto del curso dictado en abril-mayo del 2008 en el IRD de Lima, disponible en : <http://ingenieriageofisica.com/introduccion-a-la-estratigrafia-secuencial/>
- Martinius, A., Kaas, I., Naess, A., Helgesen, G., Kjaerefjord, J., y Keith, D. (2001). Sedimentology of the heterolithic and tide dominated Tilje Formation (Early Jurassic, Halten Terrace, offshore mid-Norway). MartinsenyDreyer Eds. *Sedimentary Environments Offshore Norway, Paleozoic to Recent*. Norwegian Petroleum Foundation, Sp. Publ., vol. 10, 103-144p.
- McLusky, D., y Elliott, M. (2004). *The Estuarine Ecosystem: Ecology, Threats and Management*, third ed. University Press, Oxford. 214p.
- Melgarejo, J.C. 2003. Atlas de Asociaciones de minerales en lámina delgada. Publicaciones de la Universidad de Barcelona. 2° Edición. España. pp 42-65.
- Miall, A. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62p.
- Miall, A. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22, 261-308p.
- Miall, A. (1991), Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate, MiallyTyler, eds. *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v. 3, 6-12p.
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, New York. NansonyKnighton, eds. *Anabranching Rivers: Their Cause, Character and Classification*. *Earth Surf. Proc. Land.*, 21, 217-239p.
- Miall, A. (1997). *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer, Berlin. 433p.
- Middleton, G. (1973). Johannes Walther's law of the correlation of facies: *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 84, 979-988p.
- Morton, A.C. and C.R. Hallsworth 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 90, p. 241-256
- Morton, A., yHallsworth, C. (1997). Processes controlling the composition of heavy minerals assemblages in sandstones. *Sediment.Geol.*, 124, 3-29p.

- Mutti, E., Rosell, J., Allen, G. P., Fonesu, F., y Sgavetti, M. (1985). The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager Basin. MilayRosell eds. Excursion Guidebook, 6th European Regional Meeting. International Association of Sedimentologists, Lleida, Spain, 579-600p.
- Navarrete R., (2005). <http://es.scribd.com/doc/170620879/navarrete-e-apuntes-de-geologia-general-pdf>
- Ordóñez, M., Jiménez, N., y Suárez J. (2006). Micropaleontología Ecuatoriana. Petroproducción-Centro de investigaciones Geológicas Guayaquil, 634p.
- Perillo, G. (1995). Geomorphology and sedimentology of estuaries. An Introduction. Developments in Sedimentology, 53, Elsevier, 1-16p.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. y Siever, R. (1973): Sand and Sandstones. Springer-Verlag, Berlin
- Pitman, E. (1963). Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. J. Sediment. Res., 33, 380-386p.
- Postma, H. (1967). Sediment transport and sedimentation in the marine environment. Lauff ed. Estuaries, Amm. Assoc. Adv. Sci. Mem., 83, 158-179p.
- Potter, P. (1959). Facies model conference. Science 129, 1292-1294p.
- Potter, P., Maynard, J., Depetris, P., (2005). Mud and Mudstone: Introduction and Overview. Springer, Berlin, 297p.
- Pratt, W., Duque, P., y Ponce M., (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. Tectonophysics, v. 399, 251-278p.
- Pritchard, D. (1952). Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system. J. Mar. Res., 11, 106-123p.
- Pritchard, D. (1967). What is an estuary: physical viewpoint. Lauff ed. Estuaries. AAAS Washington, DC. Pub. 83, 3-5p.
- Raynaud, J., Bouroullrc, J., Homewood, P., y Villanova, M. (1993). Equateur, Bassin de l'Oriente: Etude palynologique d' un intervalle Crétacé supérieur sur 20 puits. Etude sédimentologique des gres M-1. Informe inédito Elf-Aquitaine Production, 19 lám, 98p.
- Reineck, H. (1967). Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. Lauff ed. Estuaries, Am. Assoc. Adv. Sci. Mem., 83, 191-206p.
- Reineck, H. (1972). Tidal Flats. SEPM Spec. Pub., 16, 146-159p.
- Reineck, H. (1963). Sedimentgefuge im Bereich der sudlichen Nordsee. Abh. Sencken. Nat. Gessell., 505, 1-138p.
- Reineck, H., y Singh, I. (1980). Depositional sedimentary Environments. Springer. 549p.
- Reise, K. (1985). Tidal Flat Ecology: An Experimental Approach to Species Interactions. Ecological Studies 54. Springer, Berlin, 191p.
- Ren, M. (1986). Tidal mud flats. Ren ed. Modern Sedimentation in the Coastal and Nearshore Zones of China, Springer, 78-145p.
- Renzoni, G., (1994). Fm. Caballos: INGEOMINAS, Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química, Catálogo de las Unidades Estratigráficas de Colombia, Bogotá, 35p.
- Rey, D., Mohamed, K., Bernabeu, A., Rubio, B., y Vilas, F. (2005). Early diagenesis of magnetic minerals in marine transitional environments: Geochemical signatures of hydrodynamic forcing. Mar. Geol., 215, 215-236p.

- Reyes I., (2008) <http://www.monografias.com/trabajos16/recoleccion-datos/recoleccion-datos.shtml#ixzz3LSSzluKh>
- Rine, J., y Ginsburg, R. (1985). Depositional facies of a muddy shoreface in Surinam, South America. *J. Sedimen. Petrol.*, 55, 633-652p.
- Rivadeneira, M., Dávila, C., Toro, J. (1995). La Arenisca M1 en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. I Cong. Petrol. Med. Ambiente, Quito. 16p.
- Rivadeneira, M., y Baby P. (1999). Los Principales Campos de Petroproducción: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas. Publicación del Convenio Petroproducción-IRD. 88p.
- Rivadeneira, M., y Sanchez, H. (1989). Consideraciones Geológicas del Pre-aptense en la Cuenca Oriente.
- Rivera, J. (2004). Práctica de Ingeniería de yacimientos petrolíferos. Enlace: <http://www.ing.unp.edu.ar/asignaturas/reservorios/Practicas%20de%20Ingenieria%20de%20Yacimientos%20Petroliferos%20-%20Jose%20S.Rivera.pdf>.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Feraud, G., Jaillard, E., y Ruffet, G. (1995). Middle Jurassic Volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, N°2, 245-259p.
- Rubio, B., Pye, K., Rae, J., y Rey, D. (2001). Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ria de Pontevedra, NW Spain. *Sedimentology*, 48, 1277-1296p.
- Rust, B. (1978a). A classification of alluvial channel systems. Miall ed. *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 187-198p.
- Rust, B. (1978b). Depositional models for braided alluvium. Miall ed. *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 605-626p.
- Scheidegger, A. (1974). *The Physics of Flow through Porous Media*. 3rd ed. University of Toronto Press, 152–170p.
- Shanmugam, G., M. Poffenberger, M., y Toro, J (2000). Tide dominated estuarine facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) formations (Cretaceous), Sacha field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bulletin*, v. 84, 652-682p.
- Sopeña, A., y Sánchez-Moya, Y. Los sistemas aluviales. *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Arche ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas Madrid. Cap IV, 73-83p.
- Souto G.,(2009)http://www.frlp.utn.edu.ar/web/mecasur/archivos/trabajo_practico5.pdf
- Souza Cruz, C. (1988). Cretaceous Sedimentary Facies and Depositional Environments, Oriente Basin Ecuador. III Congreso Andino de la Industria del Petróleo.
- Stride, A., Belderson, R., Kenyon, N., y Johnson, M. (1982). Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies. Stride ed. *Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits*. Chapman y Hall, New York, 95-125p.
- Talke, S., y Stacey, M. (2008). Suspended sediment fluxes at an intertidal flat: The shifting influence of wave, wind, tidal, and freshwater forcing. *Cont. Shelf Res.*, 28, 710-725p.
- Tschopp H. (1953). Oil Explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG*, Vol. 37 N°10, 2303-2347p.

- Tucker, M., (2003). *Sedimentary Rocks in the field* 3rd ed. Wiley-Blackwell Publishing, Oxford. 234p.
- Uncles, R., y Stephens, J. (1989). Distributions of suspended sediment at high water in a macrotidal estuary. *J. Geophys. Res.*, 94, 14395-14405p.
- Vallejo, C., Hochuli, P., Winkler, W., Von Salis, K., (2002). Palynological and sequence stratigraphic analysis of the Napo Group in the Pungarayacu 30 well, Sub-andean Zone, Ecuador. *Cretaceous Research* 23, 845–859p.
- Van Wagoner, J., Mitchum, R., Campion, K., y Rahmanian, V. (1990). *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*: Tulsa. AAPG. *Methods in Exploration Series*, 7.
- Vilas, F., Bernabéu, A., Rubio, B., y Rey, D. (2010). *Estuarios, rías y llanuras intermareales*, Arche ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas Madrid. Cap XIV, 619-673p.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., y Isla, F. (1999). Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Mar. Geol.*, 160, 301-326p.
- Vilas, F., Bernabeu, A., y Méndez, (2005). Sediment distribution pattern in the Rias Baixas (NW Spain): Main facies and hydrodynamic dependence. *J. Mar. Syst.*, 54, 261-276p.
- Vilas, F., y Nombela, M. (1985). Las zonas estuarinas de las costas de Galicia y sus medios asociados, NO. de la Península Ibérica. *Thalassas*, 3, 7-15p.
- Vilas, F., y Rolan, E. (1985). Caracterización de las lagunas costeras de Galicia, NO de la Península Ibérica. *Publicaciones I Congr. Ibérico Cuaternario*, 121-129p.
- Vilas, F. (1981). Desplazamiento lateral de los canales de drenaje de las llanuras de marea: consideraciones sedimentológicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 315-322p.
- Villagómez, R. (1995). Estudio de la formación Hollín y la transgresión Albiana en la subcuenca Napo del Oriente ecuatoriano. Tesis de grado. Escuela Politécnica Nacional, Quito. 96p.
- VISSER, M. (1980). Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546p.
- Wasson, T. & Sinclair, I. (1927).- *Geological explorations East of the Andes in Ecuador*. Amer. Assoc. Petro!. Geol. Bull., 11, 1253-1281, Tulsa.
- Rosell, J., Corrales I., Sánchez, L., Vera, J., Vilas, L. Ed Rueda, (1977). *Estratigrafía*. Madrid
- Watson, T., y Sinclair, J. (1927). *Geological Explorations East of the Andes in Ecuador*, AAPG Bull., 11, 1263-1266p.
- Wells, J., y Hun, O. (1979). Tidal flat muds in the Republic of Korea: kinhae to Inchon. *Off. Naval Res. Sci. Bull.*, 4, 21-30p.
- White, H., Skopce, R., Ramírez, F., Rodas, J., y Bonilla, G. (1995). Reservoir characterization of the Hollín and Napo Formations, Western Oriente Basin, Ecuador. *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir, 62, 573-596p.
- White, H., y Barragán, R. (1997). Reservoir Characterization of the Napo Formation Oriente Basin, Ecuador. Napo "T" Sandstone Facies. Informe no publicado de Oryx.
- Yoshida, S., Dalrymple, R., y Stee, R. J., (2003), Tidal signatures architectures and processes in regressive versus transgressive shorelines: comparative studies of Holocene, Quaternary and ancient tide-influenced deposits within a sequence

stratigraphic framework: a review, in American Association of petroleum Geologists/SEPM Annual Meeting Expanded Abstracts, v12, p. 186

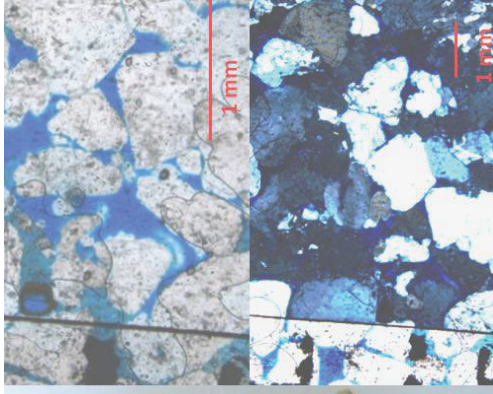
- Yuquilema, J. (2010). Modelo Depositacional de la Arenisca T en la Cuenca Oriente. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional, Quito. 198p.
- Zeff, M. (1988). Sedimentation in a salt marsh-tidal channel system, southern New Jersey. *Mar. Geol.*, 82, 33-48p.
- Zinkernagel, U. (1978). Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contrib. to Sed.*, 8.
- Zuffa, G. (1980). Hybrid arenites; their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 21-29p.

ANEXOS

ANEXO 1: Descripción de muestras de mano, análisis de laminas delgada, análisis de porosidad-permeabilidad, y análisis de DRX

ANEXO

Análisis de muestras de mano AL-001			
Observación	Arenisca gris amarillento poco cementada		
Tamaño	Medio-Grueso		
Estructuras	Masiva		
Sorteo	Regular		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo, líficos		
Cemento	Silíceo, compactada		
Análisis de lámina delgada AL-001			
Tamaño	Arena de grano medio a grueso		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Bueno		
Cemento	Escaso cemento silíceo		
Empaquetamiento	Tangente		
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	59.7	Cuarzo policristalino	15.33
Arcillas	1.67	Líficos	1.33
Feldespatos	5	Poros	17
Análisis de DRX AL-001			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	
97.6	0.6	1.7	
Análisis petrofísicos convencionales AL-001			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
0.9		7921.2	



Análisis de muestras de mano AL-002

Observación	Conglomerado poco cementado	
Tamaño de grano	Fino a Medio	
Estructuras	Masivo	
Sorteo	Regular a Malo	
Redondez	Subangular	
Composición	Cuarzo, líticos	
Cemento	Silíceo, muy poco	

Análisis de lámina delgada AL-002

Tamaño	Arena gruesa a muy gruesa	
Redondez	Subangular a subredondeada	
Sorteo	Bueno a regular	
Cemento	Cemento silíceo	
Empaquetamiento	Tangente a completo	

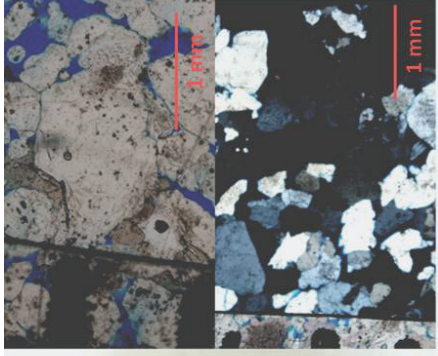
Composición	%	Composición	%
Cuarzo monocristalino	58.33	Cuarzo policristalino	6.33
Lítics	1.33	Poros	17
Arcillas	1.67	Feldespatos	2.67

Análisis de DRX AL-001

% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita
96.9	0.6	1.7

Análisis petrofísicos convencionales AL-001

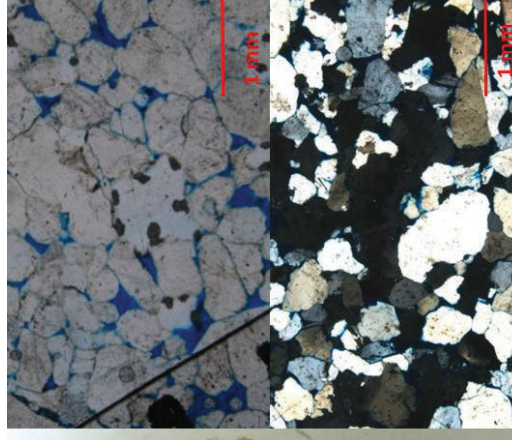
Porosidad (%)	15.4	Permeabilidad (mD)	2988.4
---------------	------	--------------------	--------



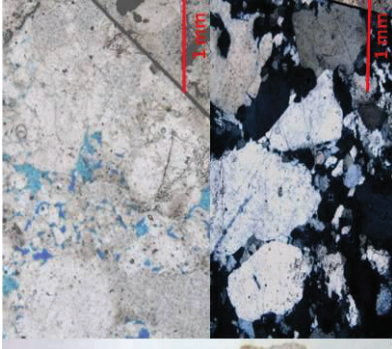
Análisis de muestras de mano AL-003		
Observación	Conglomerado poco cementado	
Tamaño de grano	Fino	
Estructuras	Masivo	
Sorteo	Regular	
Redondez	Subangular	
Composición	Cuarzo	
Cemento	Silíceo, poco	
Análisis de DRX AL-003		
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita
95.6	3.3	1.2



Análisis de muestras de mano AL-004			
Observación	Arenisca gris clara poco cementada		
Tamaño de grano	Gruoso - Muy grueso		
Estructuras	Estratificación gradada		
Sorteo	Regular		
Redondez	Subredondeado-Subangular		
Composición	Cuarzo, líticos		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-004			
Tamaño	Arenas media a gruesa		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Bueno a regular		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Composición	%	Composición	
Cuarzo monocristalino	76	Cuarzo policristalino	3.67
Poros	17.33	Feldespatos	3
Análisis de DRX AL-004			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	
97.1	2.1	0.8	
Análisis petrofísicos convencionales AL-004			
Porosidad (%)	Permeabilidad (%)		
3.8	3464.8		



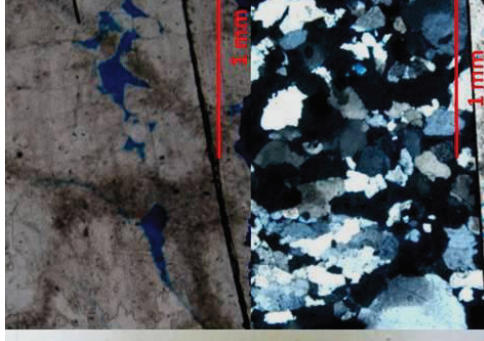
Análisis de muestras de mano AL-005			
Observación	Arenisca gris claro		
Tamaño de grano	Medio a Grueso		
Estructuras	Gradación		
Sorteo	Regular		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo, líficos		
Análisis de lámina delgada AL-005			
Tamaño	Arena de grano fino a grueso		
Redondez	Sunredondeado a subangular		
Sorteo	Regular a malo		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Composición	%	Composición	%
Cuarzo monocristalino	76.33	Cuarzo policristalino	4.67
Líficos	1.33	Poros	13.33
Arcillas	1.67	Feldespatos	2
Análisis de DRX AL-005			
% Cuarzo	%Feldespato	% Caolinita	
95.7	3.1	1.1	
Análisis petrofísicos convencionales AL-005			
Porosidad (%)		Permeabilidad (%)	
17.8		2012.7	



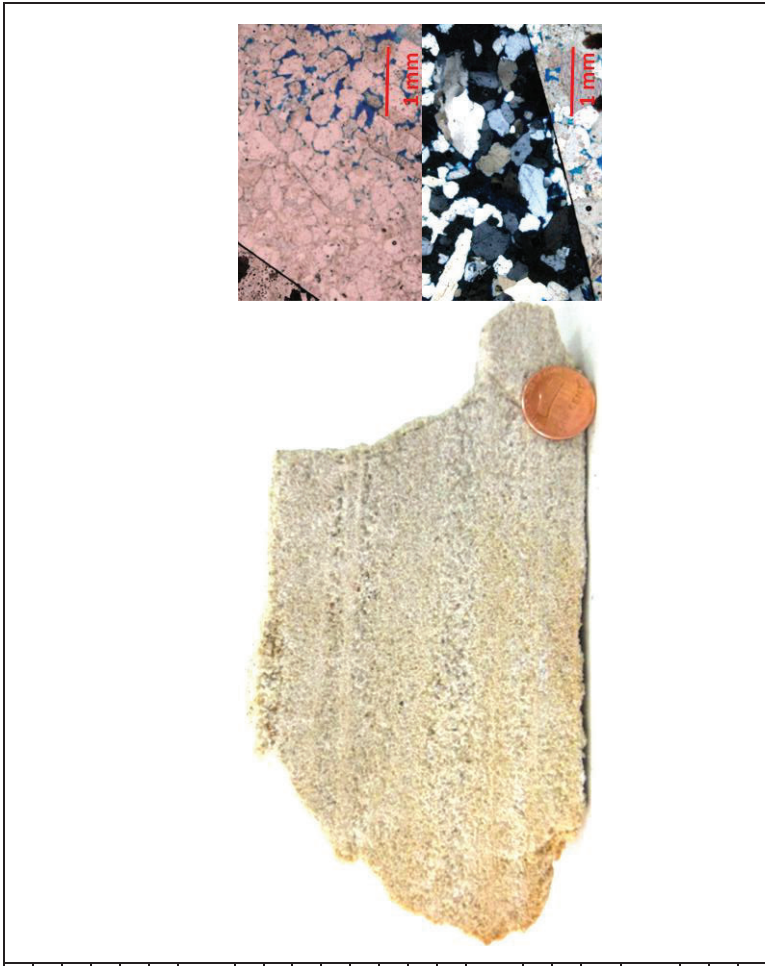
Análisis de muestras de mano AL-006	
Observación	Conglomerado con un poco mas de cementación en las zonas con tamaño de grano mas fino
Tamaño de grano	Fino a Medio
Estructuras	Masivo
Sorteo	Regular
Redondez	Subangular
Composición	Cuarzo
Cemento	Silíceo, poco
Análisis de lámina delgada AL-006	
Tamaño	De arena muy gruesa a arena fina
Redondez	Subangular a subredondeada
Sorteo	Regular
Cemento	Silíceo
Empaquetamiento	Completo
Composición	%
Cuarzo monocristalino	78.67
Poros	1.33
Lífticos	0.33
Análisis de DRX AL-006	
% Cuarzo	% Feldespato
95.8	1.4
	% Caolinita
	2.8
Análisis petrofísicos convencionales AL-006	
Porosidad (%)	Permeabilidadd (%)
18.7	1499.9



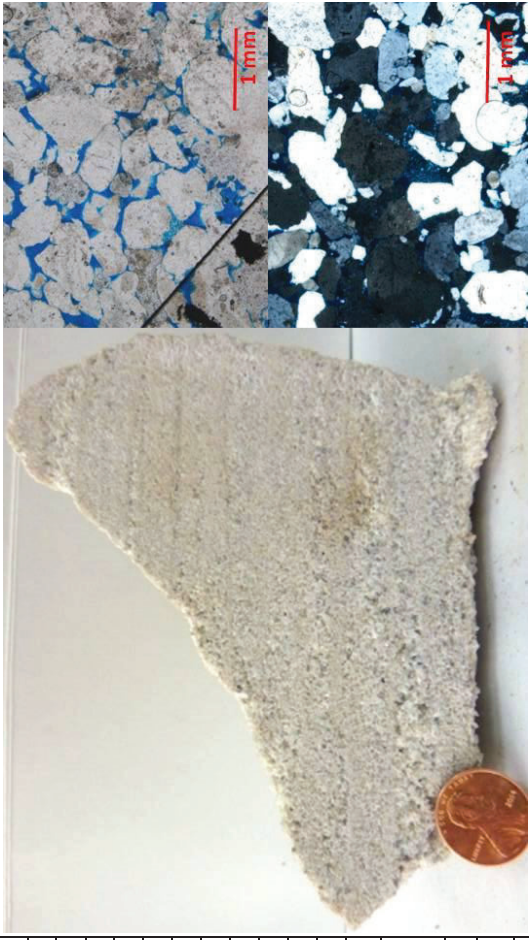
Análisis de muestra de mano AL-007		
Observación	Arenisca gris claro	
Tamaño de grano	Gruoso a muy grueso	
Estructuras	Gradación	
Sorteo	Regular a Malo	
Redondez	Subangular-Subredondeado	
Composición	Cuarzo	
Cemento	Síliceo	
Análisis de lámina delgada AL-007		
Tamaño	Arena gruesa a fina	
Redondez	Subredondeada	
Sorteo	Regular	
Cemento	Síliceo	
Empaquetamiento	Tangencial a completo	
Composición	%	Composición
Cuarzo monocristalino	67	Cuarzo policristalino
Cuarzo policristalino	12	Poros
Feldespatos	4	
Análisis de DRX AL-007		
% Cuarzo	% Feldespato	%Caolinita
96.5	1.2	2.4
Análisis petrofísicos convencionales AL-007		
Porosidad (%)	Permeabilidad (%)	
7.3	2934.9	



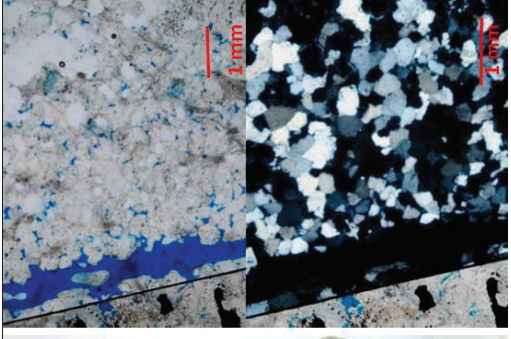
Análisis de muestras de mano AL-008			
Observación	Arenisca blanca		
Tamaño de grano	Medio a Grueso		
Estructuras	Laminación		
Sorteo	Regular		
Redondez	Subangular		
Composición	Cuarzo Lífticos		
Cemento	Síliceo		
Análisis de lámina delgada AL-008			
Tamaño	Arena media a gruesa		
Redondez	Subredondeada a subangular		
Sorteo	Bueno		
Cemento	Síliceo		
Empaquetamiento	Completo a tangencial		
Composición	%	Composición	%
Cuarzo monocristalino	64.67	Cuarzo policristalino	12.67
Poros	12	Feldespatos	8.33
Lífticos	2.33		
Análisis de DRX AL-008			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita
94.4	4.9	0.7	0.6
Análisis petrofísicos convencionales AL-008			
Porosidad (%)	Permeabilidad (%)		
2.5	568.8		



Análisis de muestras de mano AL-009			
Observación	Arenisca blanca poco cementada		
Tamaño de grano	Medio a Grueso		
Estructuras	Gradación		
Sorteo	Regular		
Redondez	Subangular		
Composición	Cuarzo, líticos		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-009			
Tamaño	Arena media		
Redondez	Subredondeada		
Sorteo	Bueno		
Cemento	Escaso cemento silíceo		
Empaquetamiento	Tangencial		
Composición			
	%	Composición	%
Cuarzo monocristalino	73.33	Cuarzo policristalino	4.33
Poros	17	Lífticos	2.33
Feldespatos	1.33	Arcillas	1
Análisis de DRX AL-009			
% Cuarzo	%Feldespato	% Caolinita	% Trydimita
96.5	2.3	1.6	0.6
Análisis petrofísicos convencionales AL-008			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
2.0		230.6	



Análisis de muestras de mano AL-010			
Observación	Arenisca blanca poco cementada		
Tamaño de grano	Medio		
Estructuras	Masiva		
Sorteo	Bueno a Regular		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-010			
Tamaño	Arena de grano fino a medio		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Muy bueno		
Cemento	Escaso cemento silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Composición	%	Composición	%
Cuarzo monocristalino	75	Cuarzo policristalino	9
Poros	11.33	Arcillas	3
Feldespatos	1.67		
Análisis de DRX AL-010			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	
94.99	3.07	1.94	
Análisis petrofísicos convencionales AL-010			
Porosidad (%)	Permeabilidad (mD)		
4.6	681.5		



Análisis de muestras de mano AL-011			
Observación	Arenisca gris claro muy poco cementada		
Tamaño de grano	Gruoso a muy grueso		
Estructuras	Masiva		
Sorteo	Regular		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo, líticos		
Cemento	Silíceo, muy poco		
Análisis de DRX AL-011			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita
81	5.7	8.9	3.3
			% Anatasa
			0.7
Análisis petrofísicos convencionales AL-011			
Porosidad (%)	Permeabilidad (mD)		
15.2	3014.3		



Análisis de muestras de mano AL-012

Observación	Arenisca gris claro		
Tamaño de grano	Medio		
Estructuras	Masiva		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo		
Cemento	Síliceo		
Análisis de lámina delgada AL-012			
Tamaño	Arena de grano medio		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Bueno		
Cemento	Síliceo		
Empaquetamiento	Completo		
Composición		%	Composición
Cuarzo monocristalino		70.67	Cuarzo policristalino
Poros		16	Feldespatos
Análisis de DRX AL-012			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	%
96.7	3.03	0.27	11.67
Análisis petrofísicos convencionales AL-012			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
3.4		5455.2	



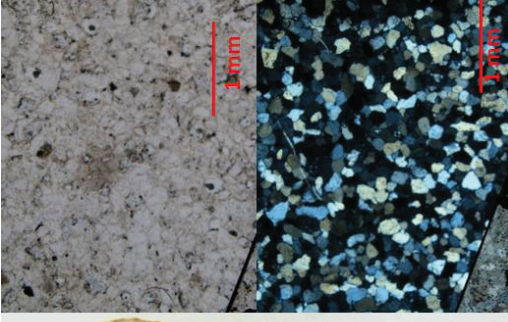
Análisis de muestras de mano AL-014

Observación	Arenisca gris		
Tamaño de grano	Fino		
Estructuras	Laminación		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo, muscovita 1%		
Cemento	Síliceo		
Análisis de DRX AL-014			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita
86.5	2.59	5.46	1.98
% Anatasa	% Magnetita	% Muscovita	% Trydimita
0.94	0.33	0.17	2.04
Análisis petrofísicos convencionales AL-014			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
1.4		9.3	

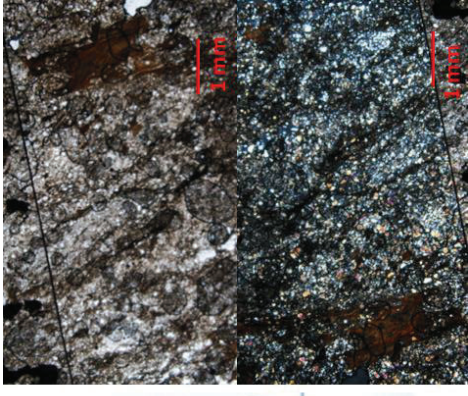


Análisis de muestras de mano AL-013

Observación	Arenisca gris claro		
Tamaño de grano	Fino		
Estructuras	Masiva, clastos aplanados de lodo		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado-Redondeado		
Composición	Cuarzo, muscovita 1%		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-013			
Tamaño	Arena de grano fino		
Redondez	Subredondeado a redondeado		
Sorteo	Muy bueno		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Composición	%	Composición	
Cuarzo monocristalino	80	Cuarzo policristalino	4
Poros	12.33	Feldespatos	2
Arcillas	1.67		
Análisis de DRX AL-013			
% Cuarzo	%Feldespato	% Caolinita	
94.01	2.93	3.06	
Análisis petrofísicos convencionales AL-013			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
2.0		506.9	



Análisis de muestras de mano AL-016									
Observación	Paleosuelo café claro								
Tamaño de grano	Limo								
Estructuras	Masivo, clastos angulares > 5mm, carbón								
Composición	Cuarzo, líticos								
Análisis de lámina delgada AL-016									
Tamaño	Limo								
Redondez	Subangular								
Sorteo	Muy bueno								
Cemento	Síliceo								
Empaquetamiento	Tangencial								
Composición	%	Composición %							
Cuarzo monocristalino	51.67	Cuarzo policristalino 0							
Arcillas	44.33	Poros 1.33							
Feldespatos	1	Óxidos 1							
Mica	0.67								
Análisis de DRX AL-016									
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita					
26.97	3.91	39.1	12.15	14					
% Anatasa	3.87								



Análisis de muestras de mano AL-015					
Observación	Lutita negra con capas de carbón				
Tamaño de grano	Limo-Arcilla				
Estructuras	Lentes de arenisca fina blanca Capas de carbón Bioturbación?				
Composición	Arcilla Carbón 10% Ambar? (menor a 1%)				
Análisis de DRX AL-015					
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita	
49.99	2.39	18.47	16.39	7.35	
% Anatasa	% Magnetita	% Pirita			
1.69	0.05	3.87			



Análisis de muestras de mano AL-017				
Observación	Lutita negra con carbón			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Laminación, restos de carbón en forma de lentes			
Composición	Arcilla, restos de carbón 5-10%			
Análisis de DRX AL-017				
% Cuarzo	%Feldespatos	% Caolinita	% Illita	%Trydimita
20.76	4.19	40.99	15.17	14.92
% Anatasa	%Magnetita	% Goethita		
2.92	0.05	1.01		



Análisis de muestras de mano AL-018				
Observación	Arenisca gris amarillento			
Tamaño	Medio a fino			
Estructuras	Estratificación cruzada planar, y flaser			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subangular-Subredondeado			
Composición	Cuarzo, muscovita 2%			
Cemento	Silíceo			
Análisis de lámina delgada AL-018				
Tamaño	Arena de grano fino			
Redondez	Subredondeado			
Sorteo	Muy bueno			
Cemento	Silíceo			
Empaquetamiento	Tangente			
Componente	%	Componente	%	
Cuarzo monocristalino	78.6	Cuarzo policristalino	1.67	
	7			
Arcillas	1.67	Lífticos	0	
Feldespatos	0.67	Poros	17.33	
Análisis de DRX AL-018				
% Cuarzo	%Feldespatos	%Caolinita		
97.42	2.4	0.18		
Análisis petrofísicos convencionales AL-018				
Porosidad (%)	Permeabilidad (mD)			
18.1	2294.4			



Análisis de muestras de mano AL-019					
Observación	Lufita negra				
Tamaño de grano	Arcilla				
Estructuras	Lentes de arenisca fina blanca, laminación wavy Bioturbación?				
Composición	Arcilla				
Análisis de DRX AL-019					
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita	
16.02	6.41	43.26	17.35	14.69	
% Goethita	2.26				



Análisis de muestras de mano AL-020					
Observación	Arenisca gris				
Tamaño de grano	Fino a Medio				
Estructuras	Masiva				
Sorteo	Bueno				
Redondez	Subredondeado				
Composición	Cuarzo				
Cemento	Silíceo				
Análisis de lámina delgada AL-020					
Tamaño	Arena de grano fino				
Redondez	Subredondeado				
Sorteo	Muy bueno				
Cemento	Silíceo				
Empaquetamiento	Completo				
Componente	%	Componente		%	
Cuarzo monocristalino	82.67	Cuarzo policristalino	9.33		
Arcillas	0	Líticos	0		
Feldespatos	3	Poros	5		
Análisis de DRX AL-020					
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Anatasa	
89.97	5.12	1.99	2.38	0.054	
Análisis petrofísicos convencionales AL-020					
Porosidad (%)	16.8				Permeabilidad (mD)
					226.5



Análisis de muestras de mano AL-021

Observación	Arenisca blanca
Tamaño de grano	Fino
Estructuras	Laminación crinckle Laminación flaser
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado
Composición	Cuarzo Lodo
Cemento	Silíceo

Análisis de lámina delgada AL-021

Tamaño	Arena de grano fino
Redondez	Subredondeado
Sorteo	Muy bueno
Cemento	Silíceo
Empaquetamiento	Completo asaturado

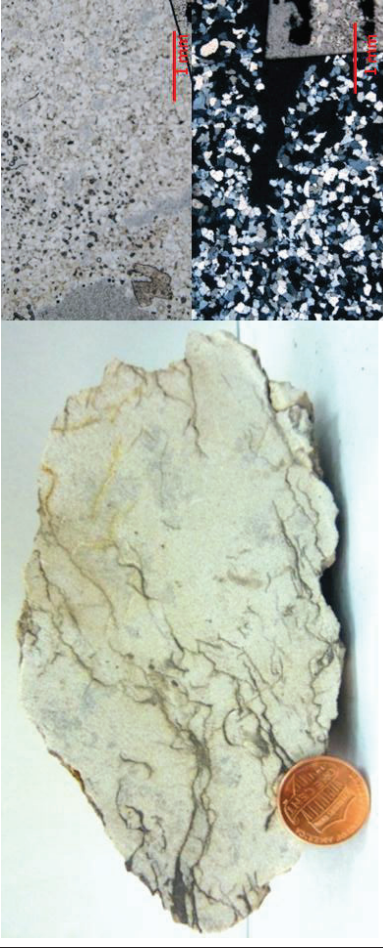
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	74	Cuarzo policristalino	4.33
Arcillas	10.67	Líticos	1.67
Feldespatos	3.67	Poros	5.67

Análisis de DRX AL-021

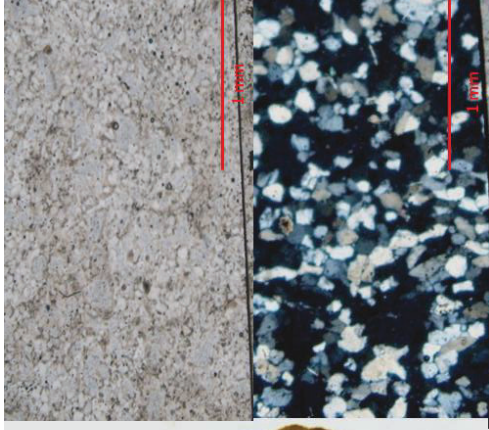
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Anatasa
59.97	2.92	15.22	11.87	7.1
% Baritina	% Siderita			
0.22	1.27			

Análisis petrofísicos convencionales AL-021

Porosidad (%)	4.3	Permeabilidad (mD)	8.5
----------------------	-----	---------------------------	-----



Análisis de muestras de mano AL-022			
Observación	Arenisca blanca		
Tamaño de grano	Fino		
Estructuras	Masiva		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado-Redondeado		
Composición	Cuarzo		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-022			
Tamaño	Arena de grano fino a muy fino		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Muy bueno		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	79.33	Cuarzo policristalino	2
Arcillas	1.67	Líticos	0
Feldespatos	1	Poros	16
Análisis de DRX AL-022			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita
89.23	3.95	2.7	3.72
			Anatasa
			0.4
Análisis petrofísicos convencionales AL-022			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
13.2		255.9	



Análisis de muestras de mano AL-023				
Observación	Lodolita negra			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Laminación, pocos lentes de arenisca de grano fino gris clara, poca bioturbación			
Composición	Arcilla			
Análisis de DRX AL-023				
% Cuarzo	% Feidspato	%Caolinita	%Trydimita	% Anatasa
5.3	6.69	43.06	21.41	4.4
% Goethita	4.59			



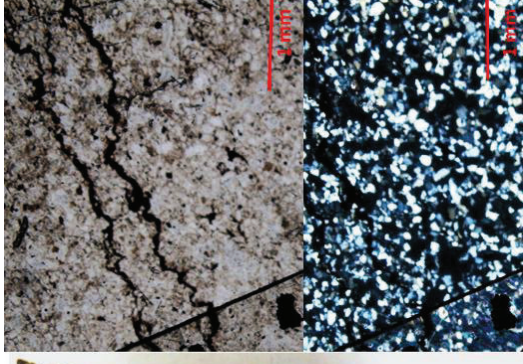
Análisis de muestras de mano AL-024				
Observación	Lodolita negra			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Lentes de arenisca fina gris claro, bioturbación Laminación wavy			
Composición	Arcilla, muscovita (1%)			
Análisis de DRX AL-024				
% Cuarzo	% Feidspato	% Caolinita	% Trydimita	% Anatasa
41.89	5.75	22.59	15.41	11.15
% Goethita	0.31			



Análisis de muestras de mano AL-025	
Observación	Intercalaciones de láminas de lodo con arenisca gris clara
Tamaño de grano	Fino
Estructuras	Laminación, ripples asimétricos
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado
Composición	Cuarzo, arcillas
Cemento	Silíceo



Análisis de muestras de mano AL-026			
Observación	Láminas de arenisca blanca finamente intercalada con capas de lodo		
Tamaño de grano	Fino		
Estructuras	Dobles capas de lodo, laminación crinckle, ripples asimétricos?, estructuras flaser		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado-Redondeado		
Composición	Cuarzo, arcilla-lodo, carbón 5%, pirita 5% muscovita 2%		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-026			
Tamaño	Arena de grano muy fino		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Muy bueno		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	43	Cuarzo policristalino	12.33
Arcillas	38	Micas	1
Feldespatos	2.67	Poros	3
Análisis de DRX AL-026			
% Cuarzo	69.7	% Feldespato	1.9
		% Caolinita	21.4
		% Trydimita	0.6
		% Anatasa	4.8
% Goethita	1.2		
Análisis petrofísicos convencionales AL-026			
Porosidad (%)	0.7		
Permeabilidad (mD)	7.4		



Análisis de muestras de mano AL-027

Observación	Arenisca café claro
Tamaño de grano	Fino a Medio
Estructuras	Masiva
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado
Composición	Cuarzo Biotita oxidada? 5%
Cemento	Silíceo

Análisis de lámina delgada AL-027

Tamaño	Arena de grano muy fino
Redondez	Subredondeado
Sorteo	Muy bueno
Cemento	Silíceo-óxidos
Empaquetamiento	Completo

Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	67	Cuarzo policristalino	6.33
Óxidos	5.33	Líticos (Cuarcita, y volcánicos)	1.33
Feldespatos (Plagioclasa microclina)	y	Poros	15
Micas (Biotita? muscovita)	y 2.33		

Análisis de DRX AL-027

%	% Feldespato	% Caolinita	% Illita
89.99	2.92	2.28	4.81

Análisis petrofísicos convencionales AL-027

Porosidad (%)	20.5
Permeabilidad (mD)	149.7



Análisis de muestras de mano AL-028				
Observación	Intercalaciones de arenisca gris con lodolita gris oscura bioturbada.			
Tamaño de grano	Arenisca Fino			
Estructuras	Mud drapes Laminación? Lentes de arenisca gris Bioturbación Synaeresis crack			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subredondeado			
Composición	Cuarzo Pirita 5% Arcillas			
Cemento	Silíceo			
Análisis de DRX AL-028				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
25.49	25.5	25.49	25.49	25.49
% Anatasa	% Rutilo			
2.87	0.02			



Análisis de muestras de mano AL-030				
Observación	Lutita negra			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Laminación			
Composición	Arcilla Restos de carbón			
Análisis de DRX AL-030				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
14.73	3.31	39.98	20.77	15.7
% Anatasa	% Magnetita	% Goethita	% Rutilo	
2.78	0.03	2.77	0.04	



Análisis de muestras de mano AL-029

Observación	Arenisca gris clara con láminas continuas de lodo
Tamaño de grano	Fino
Estructuras	Laminación crinckle Riples asimétricos? Dobles de capas lodo
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado-Redondeado
Composición	Cuarzo Lodo Muscovita 2%
Cemento	Silíceo

Análisis de lámina delgada AL-029

Tamaño	Arena de grano fino a muy fino
Redondez	Subredondeado
Sorteo	Muy bueno
Cemento	Silíceo
Empaquetamiento	Completo

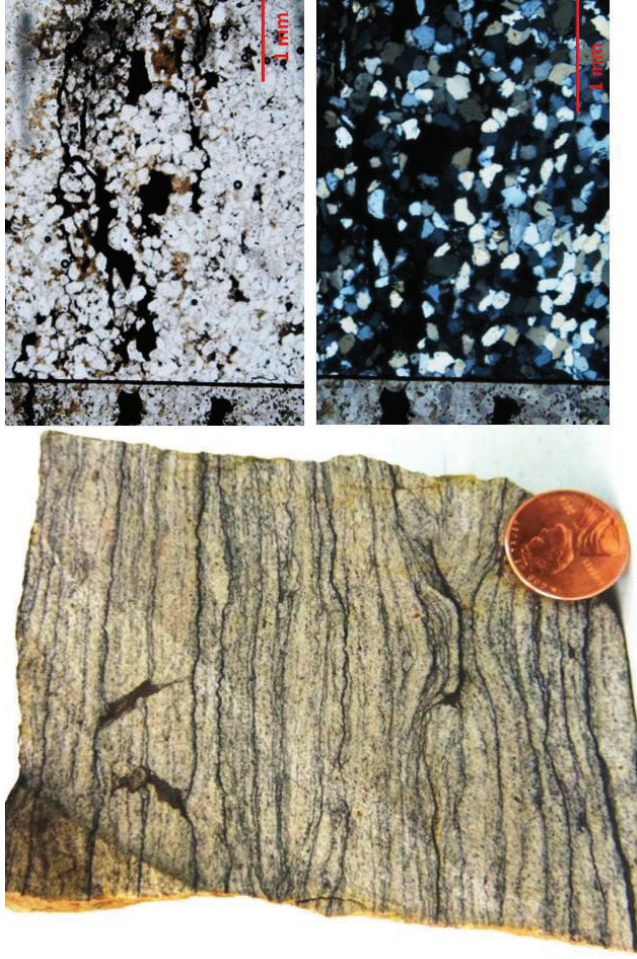
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	65.67	Cuarzo policristalino	0
Óxidos	0	Líticos	0
Feldespatos	1.67	Poros	2.67
Micas (Biotita?)	1.67	Arcillas	28.33

Análisis de DRX AL-029

% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
68.83	2.6	12.17	9.98	4.76
%Anatasa	%Magnetita	%Goetita		
1.19	0.04	0.43		

Análisis petrofísicos convencionales AL-029

Porosidad (%)	16.6	Permeabilidad (mD)	10.5
----------------------	------	---------------------------	------



Análisis de muestras de mano AL-031			
Observación	Lodolita negra con lentes de arenisca gris		
Tamaño de grano	Fino		
Estructuras	Laminación wispy Bioturbación?		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado-Redondeado		
Composición	Cuarzo Arcillas		
Cemento	Silíceo		
Análisis de lámina delgada AL-031			
Tamaño	Arena de grano muy fino		
Redondez	Subangular		
Sorteo	Bueno		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Tangencial		
Componente	% Componente %		
Cuarzo monocristalino	33 Cuarzo policristalino 0		
Óxidos	0 Arcillas 61		
Feldespatos	3.67 Poros 0.67		
Micas	1.67		
Análisis de DRX AL-031			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita % Trydimita
14.73	3.31	39.98	20.77 15.7
% Anatasa	%Magnetita	%Goethita	% Rutilo
2.78	0.03	2.77	0.04
Análisis petrofísicos convencionales AL-031			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
13.7		6.4	



Análisis de muestras de mano AL-032	
Observación	Intercalación de láminas de lodo con arenisca gris clara
Tamaño de grano	Fino a muy fino
Estructuras	Laminación Riples asimétricos
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado
Composición	Cuarzo Arcilla Muscovita menor al 1%
Cemento	Silíceo



Análisis de muestras de mano AL-033					
Observación	Lodolita gris oscura				
Tamaño de grano	Arcilla				
Estructuras	Bioturbación Lentes de arenisca fina blanca Synaeresis crack				
Composición	Arcilla Restos de carbón (menor al 1%) Muscovita 1%				
Análisis de DRX AL-033					
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita	
29.2	4.8	23.9	17.4	7.79	
% Anatasa	% Magnetita	% Goethita	% Siderita	% Rutilo	
1.97	0.29	1.13	13.3	0.24	



Análisis de muestras de mano AL-034

Observación	Brecha con clastos alargados de areniscas, sideritas, lutitas
Tamaño de grano	Clastos de 0,5 a 5 cm
Matriz	Calárea con tamaño de arena de grano fino (30%)
Estructuras	Brechosa caótica
Sorteo	Regular
Redondez	Subangulares
Composición	Cuarzo Clastos de areniscas de grano fino Clastos de siderita
Cemento	Calcáreo

Análisis de lámina delgada AL-034

Tamaño	Matriz tamaño arena fina con clastos de hasta 3 cm
Redondez	Subangular a subredondeado con clastos subredondeados alargados
Sorteo	Regular
Cemento	Calcáreo
Empaquetamiento	Completo

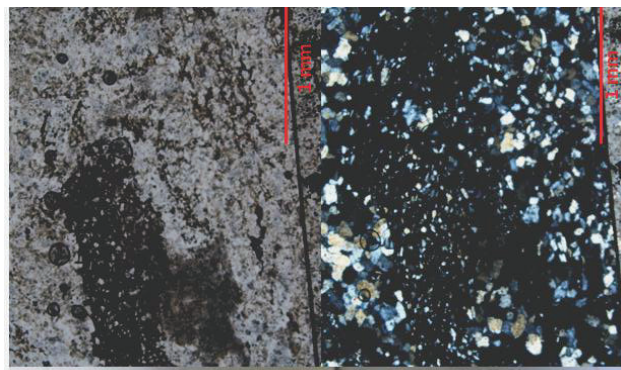
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	58.67	Cuarzo policristalino	1
Calcita	15	Arcillas	8
Feldespatos	0.33	Poros	2.33
Micas	1.67	Líticos	13

Análisis de DRX AL-034

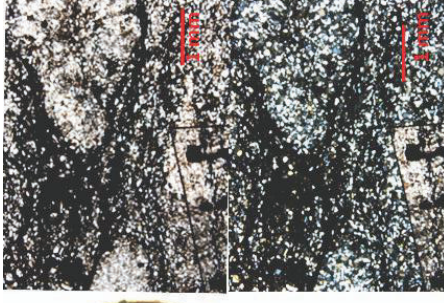
%	%	%	%
Cuarzo	63.51	Feldespatos	2.99
% Anatasa	1.25	% Magnetita	0.03
		% Siderita	1.34
		% Calcita	1.37
		% Illita	11.95
		% Trydimita	4.95

Análisis petrofísicos convencionales AL-034

Porosidad (%)	19.5	Permeabilidad (mD)	8.7
----------------------	------	---------------------------	-----

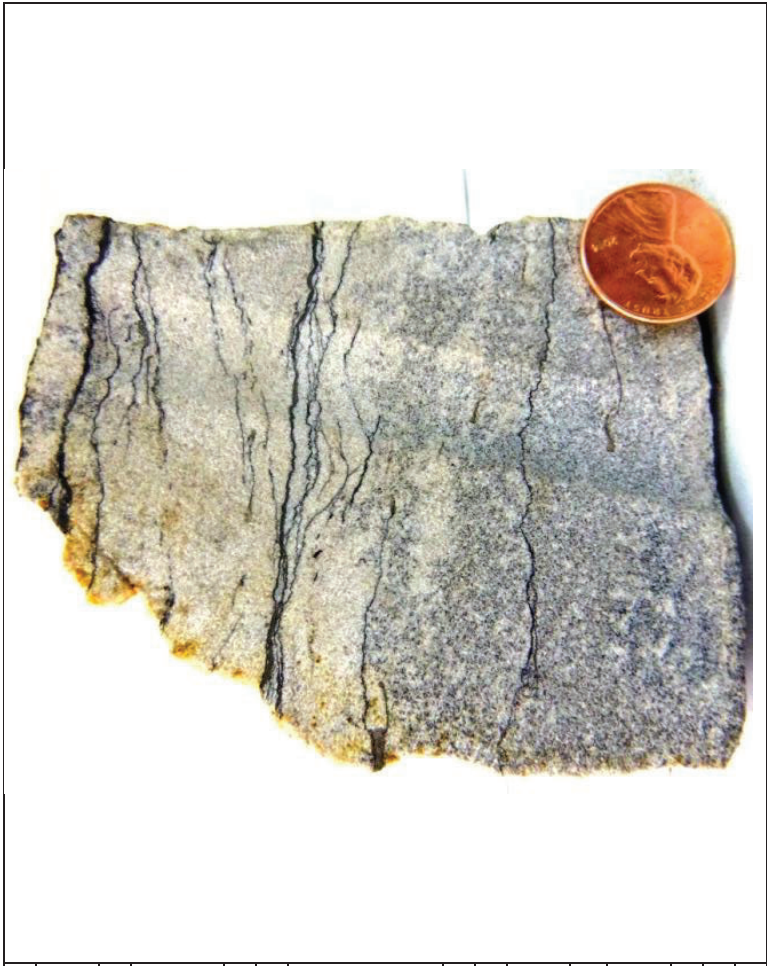


Análisis de muestras de mano AL-036				
Observación	Brecha con clastos alargados de areniscas, sideritas, lutitas			
Tamaño de grano	Arenisca Fino			
Estructuras	Finas láminas de lodo, laminación crinckle, laminación flaser, dobles capas de lodo			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subredondeado			
Composición	Cuarzo, Carbón 1% Muscovita 3%			
Cemento	Silíceo			
Análisis de lámina delgada AL-036				
Tamaño	Arena de grano muy fino			
Redondez	Subredondeado			
Sorteo	Bueno			
Cemento	Silíceo			
Empaquetamiento	Completo			
Componente	% Componente %			
Cuarzo monocristalino	58.67 Cuarzo policristalino 1			
Calcita	15 Arcillas 8			
Feldespatos	0.33 Poros 2.33			
Micas	1.67 Líticos 13			
Análisis de DRX AL-036				
% Cuarzo	% Feldespato 63.9	% Caolinita 23.5	% Trydimita 2.8	% Anatasa 0.7
%Muscovita	3	% Goethita 0.7	% Siderita 0.8	
Análisis petrofísicos convencionales AL-036				
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)		
13.6		17.3		



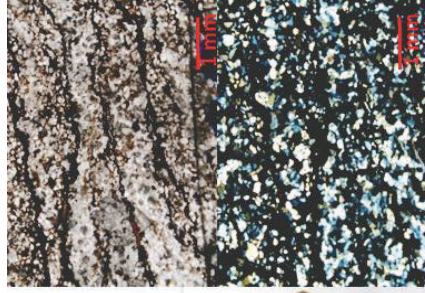


Análisis de muestras de mano AL-035	
Observación	Lutita negra
Tamaño de grano	Arcilla
Estructuras	Bioturbación Lentes de arenisca fina blanca Synaeresis crack
Composición	Arcilla Restos de carbón (menor al 1%) Muscovita 1%



Análisis de muestras de mano AL-037									
Observación	Láminas de arenisca gris clara con finas láminas de lodo								
Tamaño de grano	Fino								
Estructuras	Laminación crinckle Estructuras flaser Recristalizaciones de pirita								
Sorteo	Bueno								
Redondez	Subredondeado								
Composición	Cuarzo Arcilla-lodo Carbón 1% Pirita 1% Clastos calcáreos 2%								
Cemento	Silíceo								
Análisis de DRX AL-037									
%	%	%	%	%	%				
Cuarzo	76.7	Feldespato	0.8	Caolinita	12.9	Trydimita	0.4	% Anatasa	3.3
% Magnetita	0.9	% Pirita	0.8	% Siderita	0.8	% Calcita	3.2		
Análisis petrofísicos convencionales AL-037									
Porosidad (%)	12.4								
Permeabilidad (mD)	10.7								

Análisis de muestras de mano AL-039				
Observación	Laminaciones de arenisca blanca finamente intercalada con capas de lodo			
Tamaño de grano	Fino			
Estructuras	Dobles capas de lodo Laminación crinckle			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subredondeado-Redondeado			
Composición	Cuarzo, Arcillas			
Cemento	Silíceo			
Análisis de lámina delgada AL-039				
Tamaño	Arenisca de grano fino a muy fino			
Redondez	Subredondeados			
Sorteo	Muy bueno			
Cemento	Silíceo			
Empaquetamiento	Completo			
Componente	%	Componente	%	
Cuarzo monocristalino	50.33	Cuarzo policristalino	7	
Lífticos	3.33	Arcillas	30	
Feldespatos	6	Poros	3.33	
Análisis de DRX AL-039				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita	% Magnetita
80.9	3	8.7	2.5	1.9
% Goethita	% Rutilo			
0.8	2.2			
Análisis petrofísicos convencionales AL-039				
Porosidad (%)			Permeabilidad (mD)	
14.7			10.2	



Análisis de muestras de mano AL-040			
Observación	Lutita negra		
Tamaño de grano	Arcilla		
Estructuras	Lentes de arenisca fina blanca, laminación wavy Bioturbación, syneresis crack, recristalizaciones de piritita		
Composición	Arcilla, ámbar 2%, muscovita 1%		
Análisis de DRX AL-040			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Anatasa
58.6	3.3	20.1	0.9
% Magnetita	% Muscovita	% Goethita	% Calcita
3.8	4.7	1.5	1.1
			1

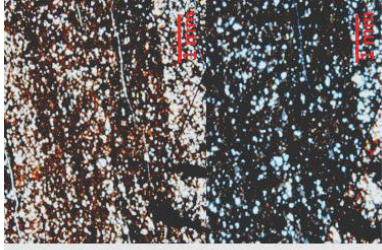


Análisis de muestras de mano AL-041

Observación	Lodolita negra con carbón	
Tamaño de grano	Arcilla	
Estructuras	Laminación. Laminación wavy	
Composición	Arcilla	
Análisis de lámina delgada AL-041		
Tamaño	Arcilla con arena de grano muy fino	
Redondez	Redondeado a subredondeado	
Sorteo	Muy bueno	
Cemento	Silíceo	
Empaquetamiento	Completo	
Componente	%	Componente %
Cuarzo monocristalino	41	Cuarzo policristalino 4
Lífticos	0.67	Arcillas 46
Feldespatos	5.67	Poros 1

Análisis de DRX AL-041

% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
40.03	8.15	38.06	1.11	10.37
% Magnetita	% Goethita	% Siderita	% Rutilo	
0.1	0.78	1.34	0.07	



Análisis de muestras de mano AL-047				
Observación	Intercalación de capas de carbón con lutita lenticular			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Lentes de arenisca de grano fino blanca Recristalizaciones de pirita			
Composición	Arcilla, Carbón 35%, Ambar 3%, Pirita 10%			
Análisis de DRX AL-047				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita	% Pirita
43.05	4.96	36.16	0.07	15.75

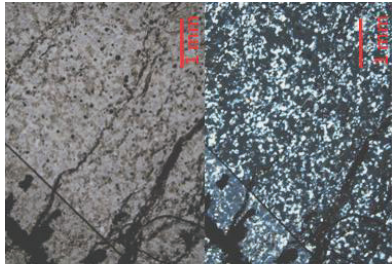


Análisis de muestras de mano AL-048				
Observación	Lutita negra con carbón			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Restos de carbón. Muy poca bioturbación.			
Composición	Arcilla, Muscovita 2%, Carbón (1%), Ambar 1%			
Análisis de DRX AL-048				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita	% Anatas
45	2.5	26.2	9.1	1.5
% Magnetita	% Muscovita	% Goethita	% Siderita	% Rutilo
6.5	1.6	2.9	3.8	0.5



Análisis de muestras de mano AL-042

Observación	Arenisca gris clara con laminas de lodo										
Tamaño de grano	Fino										
Estructuras	Láminas de lodo, laminación crinckle, laminación wispy, doble capa de lodo										
Sorteo	Bueno										
Redondez	Subredondeado-Redondeado										
Composición	Cuarzo Arcillas Muscovita 1%										
Análisis de lámina delgada AL-042											
Tamaño	Arena de grano muy fino										
Redondez	Subredondeado										
Sorteo	Muy bueno										
Cemento	Silíceo										
Empaquetamiento	Completo										
Componente	%	Componente	%	Componente	%	Componente	%	Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	61.67	Cuarzo policristalino	0.67	Líticos	0	Arcillas	27	Feldespatos	2.33	Poros	2
Análisis de DRX AL-042											
% Cuarzo	74.4	% Feldespato	2.1	% Caolinita	8.6	% Trydimita	3.3	% Anatasa	0.3	% Magnetita	1.9
% Goethita	1.1	% Siderita	1.9	% Rutilo	2.6	% Calcita	1	% Anhidrita	2.8		
Análisis petrofísicos convencionales AL-042											
Porosidad (%)											Permeabilidad (mD)
4.3											6.5



Análisis de muestras de mano AL-043				
Observación	Arenisca gris clara			
Tamaño de grano	Fino			
Estructuras	Laminación crinckle Laminación wispy Bioturbación			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subredondeado-Redondeado			
Composición	Cuarzo Lodo			
Cemento	Silíceo			
Análisis de DRX AL-043				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
69.82	4.09	14.05	0.19	4.2
% Anatasa	% Pirita	% Goethita	% Baritina	% Yeso
0.59	1.75	0.14	0.3	4.86
Análisis petrofísicos convencionales AL-043				
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)		
17.0		10.4		



Análisis de muestras de mano AL-049

Observación	Arenisca gris con láminas discontinuas de lodo
Tamaño de grano	Fino
Estructuras	Laminación wispy Bioturbación? Estructuras crinckle y flaser Recristalizaciones de pirita
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado-Redondeado
Composición	Cuarzo Arcillas Pirita 5%

Análisis de lámina delgada AL-049

Tamaño	Arena de grano muy fino con capas de lodo	
Redondez	Subredondeado	
Sorteo	Muy bueno	
Cemento	Calcáreo	
Empaquetamiento	Completo	
Componente	%	Componente %
Cuarzo monocristalino	75	Cuarzo policristalino 15.33
Líticos	0.67	Arcillas 17
Feldespatos	0	Poros 2.33

Análisis de DRX AL-049

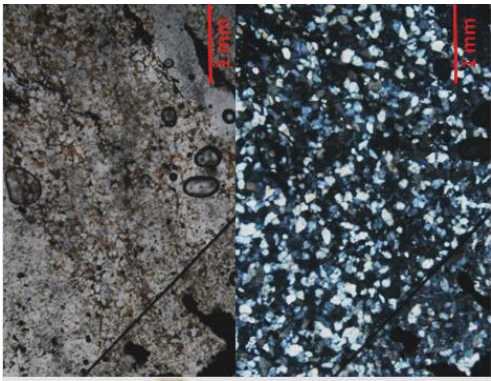
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
44	5.23	17.76	13.8	11.45
% Anatasa 1.49	% Goethita 0.31	% Siderita 4.73	% Rutilo 1.11	% Calcita 0.12

Análisis petrofísicos convencionales AL-049

Porosidad (%)	20.2	Permeabilidad (mD)	9.5
----------------------	------	---------------------------	-----



Análisis de muestras de mano AL-050			
Observación	Arenisca gris amarillenta		
Tamaño de grano	Fino		
Estructuras	Laminación crinckle		
	Laminación wispy		
	Bioturbación		
	Dobles capas de lodo		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado-Redondeado		
Composición	Cuarzo		
	Lodo		
Análisis de lámina delgada AL-050			
Tamaño	Arena de grano muy fino		
Redondez	Subredondeado		
Sorteo	Muy bueno		
Cemento	Silíceo		
Empaquetamiento	Completo		
Componente	%	Componente	%
Cuarzo monocristalino	79.67	Cuarzo policristalino	1.67
Análisis de DRX AL-050			
% Cuarzo	% Feldespato	% Illita	% Trydimita
74.93	3.05	9.86	6.77
% Anatasa	% Magnetita		
1.39	0.06		
Análisis petrofísicos convencionales AL-050			
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)	
16.0		16.7	

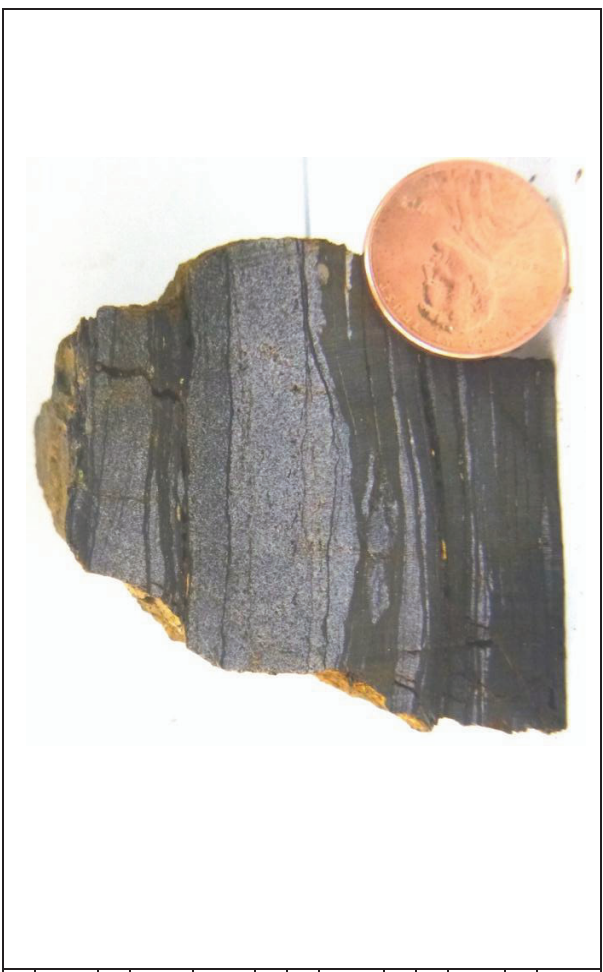


Análisis de muestras de mano AL-051				
Observación	Arenisca gris con capas de lodo			
Tamaño de grano	Fino			
Estructuras	Laminación crinckle, laminación flaser, recristalización de pirita, clastos de carbón			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subredondeado-Redondeado			
Composición	Cuarzo, Arcillas, Carbón 5%, Pirita 3%			
Cemento	Silíceo			
Análisis de DRX AL-051				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita	% Pirita
86.36	3.06	7.82	0.93	1.38
% Goethita	% Baritina			
0.23	0.18			
Análisis petrofísicos convencionales AL-051				
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)		
3.3		11.5		



Análisis de muestras de mano AL-052				
Observación	Lodolita negra con carbón			
Tamaño de grano	Arcilla			
Estructuras	Restos de carbón, lentes de arenisca gris fina bioturación			
Composición	Arcilla, carbón (5%), ámbar 1%, pirita 3%			
Análisis de DRX AL-052				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita
30.12	6.89	33.3	18.57	12.41
% Anatasa	% Pirita	% Rutilo	% Calcita	
1.73	1.5	0.08	1.33	





Análisis de muestras de mano AL-053			
Observación	Lutita negra bioturbada intercalada con una capa de arenisca gris de grano fino		
Tamaño de grano	Arenisca	Lutita	
Estructuras	Fino	Arcilla	
Sorteo	Laminación crinckle	Lentes de arenisca gris claro Bioturbación	
Redondez	Bueno	-	
Composición	Subredondeado	-	
Cemento	Cuarzo, Muscovita 3%	Arcilla, Muscovita 1% Ámbar 1%, Carbón 10%	
	Silíceo	-	
Análisis de DRX AL-053			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita
73.32	3.56	13.29	7.14
% Muscovita	% Rutilo	% Calcita	% Pirita
0.36	1.47	0.19	0.67



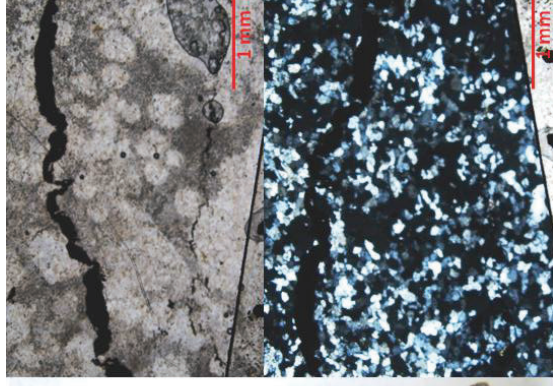
Análisis de muestras de mano AL-054			
Observación	Lodolita negra		
Tamaño de grano	Arcilla		
Estructuras	Lentes de arenisca fina gris claro. Bioturbación		
Composición	Arcilla Muscovita (1%)		
Análisis de DRX AL-054			
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita
21.79	7.06	44.05	16.41
% Magnetita	% Pirita	% Siderita	% Rutilo
		4.33	0.45
1.7	1.09		
			% Anatasa
			3.12

Análisis de muestras de mano AL-055				
Observación	Arenisca gris			
Tamaño de grano	Fino			
Estructuras	Laminación crinckle, laminación wispy, laminación flaser, mud drapes, lentes de carbón Dobles capas de lodo			
Sorteo	Bueno			
Redondez	Subredondeado			
Composición	Cuarzo, lodo, Muscovita 1%, Ámbar 1%			
Cemento	Silíceo			
Análisis de DRX AL-055				
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita	% Pirita
68.22	1.35	16.9	4.42	0.07
% Siderita	% Rutilo	% Calcita	% Anhidrita	
2.07	0.11	3.75	3.11	
Análisis petrofísicos convencionales AL-055				
Porosidad (%)		Permeabilidad (mD)		
14.1		6.1		



Análisis de muestras de mano AL-056

Observación	Arenisca gris clara con capas de lodo					
Tamaño de grano	Fino					
Estructuras	Capas de lodo Laminación crinckle Clastos aplanados de lodo Laminación wispy? Clastos de carbón Dobles capas de lodo					
Sorteo	Bueno					
Redondez	Subredondeado-Redondeado					
Composición	Cuarzo Arcillas Carbón 1%					
Análisis de lámina delgada AL-056						
Tamaño	Arena de grano muy fino con capas de lodo					
Redondez	Subredondeado					
Sorteo	Muy bueno					
Cemento	Silíceo					
Empaquetamiento	Completo					
Componente	%	Componente		%		
Cuarzo monocristalino	69.67	Cuarzo	policristalino	1.33		
Líticos	0.67	Arcillas		20.33		
Feldespatos	1.67	Poros		2.67		
Micas	1.33	Glauconita		3		
Análisis de DRX AL-056						
% Cuarzo	55.88	% Feldespato	6.28	% Caolinita	21.16	% Magnetita
% Pirita	0.74	% Goethita	1.14	% Baritina	0.3	% Calcita
				% Trydimita	6.72	% Anatasa
				% Siderita	0.3	% Rutilo
				% Anatasa	1.02	% Magnetita
				% Siderita	0.3	% Rutilo
				% Anatasa	1.02	% Magnetita
				% Siderita	0.3	% Rutilo
				% Anatasa	1.02	% Magnetita
Análisis petrofísicos convencionales AL-056						
Porosidad (%)	12.3			Permeabilidad (mD)		
				7.1		



Análisis de muestras de mano AL-057

Observación	Lutita negra				
Tamaño de grano	Arcilla				
Estructuras	Pequeños lentes de arenisca fina blanca Recristalizaciones de pirita en forma de láminas discontinuas y nódulos.				
Composición	Arcilla Restos de carbón (menor al 1%) Pirita 5% Muscovita 1% Lentes de arenisca 10%				
Análisis de DRX AL-057					
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Illita	% Trydimita	
19.38	5.87	51.91	16.86	0.02	
% Magnetita	% Pirita	% Siderita			

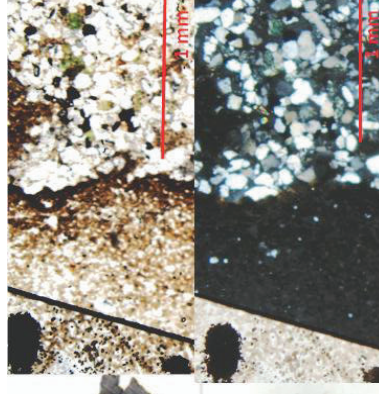


Análisis de muestras de mano AL-058

Observación	Arenisca con láminas discontinuas de lodo				
Tamaño de grano	Fino				
Estructuras	Laminación wispy Clastos aplanados de lutita				
Sorteo	Bueno				
Redondez	Subredondeado-Redondeado				
Composición	Cuarzo Glauconita? (menor al 1%) Líticos de lutita aplanados 2%				
Cemento	Calcáreo				
Análisis de DRX AL-058					
% Cuarzo	% Feldespato	% Caolinita	% Trydimita	% Anatasa	
76.32	6.1	10.2	4.34	0.54	
% Pirita	% Rutilo	% Calcita			
0.99	0.29	1.23			
1.13	4.46	4.46			



Análisis de muestras de mano AL-060	
Observación	Intercalaciones de arenisca gris verdosa de grano fino glauconítica con lodolita gris oscura bioturbada.
Tamaño de grano	Lodolita Muy fino
Estructuras	Nódulos sideríficos Mud drapes Bioturbación: Planolites
Sorteo	Bueno
Redondez	Subredondeado
Composición	Cuarzo, pirita 5% Glauconita 3%
Cemento	Silíceo
Análisis de lámina delgada AL-060	
Tamaño	Arena de grano muy fino con capas de lodo
Redondez	Subredondeado
Sorteo	Muy bueno
Cemento	Silíceo
Empaquetamiento	Completo
Componente	% Componente %
Cuarzo monocristalino	69.67 Cuarzo policristalino 1.33
Arcillas	20.33 Glauconita 3
Poros	2.67 Feldespatos 1.67
Micas	1.33 Poros 2.67
Análisis de DRX AL-060	
% Cuarzo	% Feldespato % Caolinita % Illita % Trydimita
60	2.7 21 1.1 4.7
% Magnetita	% Pirita % Goethita % Rutilo % Glauconita
3.9	1.2 1.7 O8 2.9
Análisis petrofísicos convencionales AL-060	
Porosidad (%)	Permeabilidad (mD)
15.4	14.3



Análisis de muestras de mano AL-046			
Observación	Intercalaciones de arenisca gris con lodolita gris oscura bioturbada.		
Tamaño de grano	Arenisca Fino		
Estructuras	Mud drapes Laminación crinckle		
Sorteo	Bueno		
Redondez	Subredondeado		
Composición	Cuarzo Muscovita 1%		
Cemento	Silíceo		
Análisis de DRX AL-046			
% Cuarzo	% Caolinita	% Trydimita	% Anatasa
74.91	13.35	5.57	0.17
% Pirita			
1.03			



ANEXO 2: Tabla de datos de láminas delgadas para análisis de proveniencia

Muestra	Altura	Cuarzo Monocristalino	%	Cuarzo Policristalino	%	Feldespato	%	Lítico	%	TOTAL
AL001	2	220	73.4	57	18.9	18	6.1	5	1.6	300
AL002	3.5	256	85.4	28	9.3	12	3.9	4	1.5	300
AL004	8	281	93.8	14	4.5	5	1.6	0	0.0	300
AL005	12	274	91.3	17	5.5	7	2.4	2	0.8	300
AL006	15.5	248	82.8	46	15.2	5	1.7	1	0.3	300
AL007	19	242	80.7	43	14.5	14	4.8	0	0.0	300
AL008	22	235	78.2	44	14.8	19	6.2	2	0.8	300
AL009	27	276	91.9	16	5.3	5	1.6	4	1.2	300
AL010	32	263	87.5	32	10.5	6	1.9	0	0.0	300
AL012	36	254	84.8	42	14.0	1	0.4	2	0.8	300
AL013	39	279	93.0	14	4.7	7	2.3	0	0.0	300
AL016	43	294	98.1	0	0.0	6	1.9	0	0.0	300
AL018	46.5	291	97.1	6	2.1	2	0.8	0	0.0	300
AL020	48	263	87.6	31	10.2	6	2.1	0	0.0	300
AL021	49	265	88.4	16	5.2	13	4.4	6	2.0	300
AL022	49.5	289	96.4	7	2.4	4	1.2	0	0.0	300
AL026	60	222	74.1	64	21.3	14	4.6	0	0.0	300
AL027	62	265	88.3	25	8.2	10	3.5	0	0.0	300
AL029	66	263	87.8	0	0.0	37	12.2	0	0.0	300
AL031	70.5	276	91.9	0	0.0	24	8.1	0	0.0	300
AL034	74.5	242	80.7	4	1.4	0	0.0	54	17.9	300
AL036	75	269	89.8	4	1.3	27	8.9	0	0.0	300
AL038	-	268	89.4	20	6.8	11	3.8	0	0.0	300
AL039	79	222	74.1	30	9.9	31	10.4	17	5.7	300
AL041	83	260	86.7	0	0.0	36	11.9	4	1.4	300
AL042	86	286	95.4	3	1.0	11	3.6	0	0.0	300
AL049	89	287	95.7	4	1.3	6	2.1	3	0.9	300
AL050	90	290	96.8	6	2.0	4	1.2	0	0.0	300
AL056	98	288	95.9	6	1.8	7	2.3	0	0.0	300
AL060	-	280	93.2	10	3.4	10	3.4	0	0.0	300
AL064	-	277	92.2	11	3.6	13	4.2	0	0.0	300

ANEXO 3: Tabla de resultados de las pruebas de Porosidad-Permeabilidad

Muestra	Densidad	Porosidad	Permeabilidad Vertical
	(g/cc)	(%)	(md)
AL-001	2.64	19.5	7921.2
AL-002	2.59	15.4	2988.4
AL-004	2.61	16.6	3464.8
AL-005	2.61	13.2	2012.7
AL-006	2.60	15.2	1499.9
AL-007	2.62	16.8	2934.9
AL-008	2.58	20.5	568.8
AL-009	2.60	18.1	230.6
AL-010	2.62	12.3	681.5
Al-011	2.59	20.2	3014.3
AL-012	2.60	17.0	5455.2
AL-013	2.61	14.7	506.9
AL-014	2.62	1.4	9.3
AL-018	2.60	18.7	2294.4
AL-020	2.62	16.0	226.5
AL-021	2.73	4.3	8.5
AL-022	2.62	17.8	255.9
AL-026	2.64	3.3	7.4
AL-027	2.62	15.4	149.7
AL-029	2.58	3.4	10.5
AL-031	2.50	0.7	6.4
AL-034	2.66	2.8	8.7
AL-036	2.56	14.1	17.3
AL-037	2.59	4.3	10.7
AL-038	2.60	12.4	28.9
AL-039	2.56	2.0	10.2
AL-042	2.60	3.8	6.5
AL-043	2.62	2.0	10.4
Al-049	2.63	0.9	9.5
AL-050	2.60	4.6	16.7
AL-051	2.62	7.3	11.5
AL-055	2.65	13.6	6.1
AL-056	2.62	2.5	7.1
AL-064	2.59	13.7	14.3

ANEXO 4: Tabla de resultados del Análisis de Difracción de RX

Muestra	Altura	Cuarzo	Feldespato	Caolinita	Illita	Trydimita	Anatasa	Magnetita	Pirita	Muscovita	Goetita	Barita	Siderita	Rutilo	Albita	Calcita	Anhidrita	Yeso	Hematita	TOTAL
AL001	2	97.6	0.6	1.7																99.9
AL002	3.5	96.9	1.9	1.2																100
AL003	6	95.6	3.3	1.1																100
AL004	8	97.1	2.1	0.8																100
AL005	12	95.7	3.1	1.1																99.9
AL006	15.5	95.8	1.4	2.8																100
AL007	19	96.5	1.2	2.4																100.1
AL008	22	94.4	4.9	0.7		0.6														100
AL009	27	96.5	2.3	1.6		0.6														100.4
AL011	34	81.4	5.7	8.9	3.3		0.7													100
AL012	36	95.6	4.1	0.3																100
AL013	39	94.8	4.8	0.8																100.4
AL016	43	69.3	3	20.9		4.6	1.4	0.8		1.3										96.7
AL015	44	54.2	3.9	17.1	2.9	4.2	0.4	1.9	15.3											95.7
AL017	45.5	68.7	1.7	22.2	1.6	3.4	1.3	2.9			1.6									100
AL018	46.5	94.7	4.6	0.7																100
AL019	47	58.6	1.9	31.7	2	10.5		3.2			2.5									99.9
AL020	48	96.7	1.5	1.5		0.6	0.1													99.8
AL021	49	82.4	1.6	13	0.6	3.6	0.1	1.1			0.1	1								99.9
AL022	49.5	96.2	1.8	1.5		0.5	0.1													99.6
AL023	51	23	8.4	60.4	1.7	12.9	0.5				5.9									99.9
AL024	52	74.4	3.7	16.1	0.7	3.9	0.3				1.2	1.9	1.6							99.9
AL026	60	73.2	2	22.5	0.6	4.8	0.3				1.2									99.8
AL027	62	95.8	1.6	1.6		1														99
AL046	62.5	89.2	2.8	4.5		0.9		0.9	0.7			0.9								99
AL028	63.5	52.8	2.6	39.1	1	6	1.3				2.4			0.7						99.9
AL029	66	88.5	2	6.4	0.5	1.5	0.3	1.7			0.4									99.8
AL030	70	47	2.5	27.3	0.9		1.8	7			3			0.5						90
AL031	70.5	59	3	17.1	1.8	5.7	0.9	4.8			1.6	10.1	1.6							99.9
AL033	73	53.7	2	10.5	0.7	3	0.3	4.3			0.8	23.8	0.7							96.8
AL034	74.5	78.2	1.8	11.8	0.4	1.9	0.2	1.3			0.5	1		1	3.8					100
AL036	75	65.7	2.9	24.1		2.8	2	1.9		3.1	0.7	0.8								101.2
AL037	77	79.3	0.8	13.4	0.4	3.3	0.2	0.9	0.8			0.9			3.3					100
AL039	79	80.9	3	8.7		2.5		1.9			0.8			2.2						97.5
AL040	82	61.7	3.4	21.1		5.1	0.9	4.1		4.9	1.5			1.2		1.1				99.9
AL041	83	69.8	3.9	16		4.4		2.7			1.6	2.7	1.8		1.4					99.9
AL047	83	62.8	7.1	11.3		3.5			14.2					1.1						96.5
AL048	84	49.5	2.8	28.8		9.1	1.6	7.1		1.8	3.2	4.2	0.5						0.4	99.9
AL042	86	74.4	2.1	8.6		3.3	0.3	1.9			1.1	1.9	2.6		1	2.8				96.7
AL043	88.5	89.3	2.1	3.6		2.2	0.1	1.2	0.9		0.4	0.6				0.6	1.1			99.9
AL049	89	59.7	6.8	11.6	0.4	5.4	0.9	2.9			1.3	8.4	1.8		0.7				0.2	94.7
AL050	90	88.9	1.9	6.5	0.5	1.7	0.3	1.3			0.6									100
AL051	92	93.7	1.6	2.4		0.9			1.5		0.8									100
AL052	93.5	57.3	3.3	20.2	1.6	4.3	1	3.7	1.5					1.3		5.7				95.6
AL053	95	86.4	4.2	4.4		2.7		1.4	0.6	1.8					1.2					100
AL054	96	53.4	4	23.1		2.6	1.4	5.9	1.1		2.6	7.8	0.7							100
AL055	97	79.2	4	4.8		2.7	0.4	1.8	1.1	1.3	0.8	3.9	0.4		2.3					100
AL056	98	46.4	3.8	24.6	2	6.3		5.6	1			9.5	0.9							93.8
AL057	99	49.5	4	26.3	2.1				1.1		5.9	10.1	0.9							99.9
AL058	101	82	3.6	6.9		1.4	0.3	0.9	0.5				0.8		3.6					98.6