



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA.

**ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LA CUENCA DE
MAGALLANES DURANTE EL CRETACICO TEMPRANO.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLOGO.

PAOLA ANDREA PEÑA NOCETTI

PROFESOR GUÍA:
JACOBUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SRA. PAMELA ALVAREZ
SRA. LUISA PINTO LINCOÑIR

SANTIAGO DE CHILE
2009

RESUMEN

El presente trabajo corresponde a un estudio sedimentológico y estratigráfico del extremo norte de la Isla de Tierra del Fuego, en los yacimientos de Punta Baja, Sombrero y Victoria, en un área delimitada por las coordenadas UTM 4.145.000-4.180.000N y 460.000-495.000E. El trabajo se focaliza en el estudio de la Formación Springhill que se desarrolló durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, y corresponde a una secuencia transgresiva cuyos sedimentos se depositaron de manera discordante sobre los depósitos volcánicos que constituyen la Formación Tobífera y en menor proporción sobre el basamento metamórfico. En el área de estudio, la profundidad a la que se encuentra la Formación Springhill fluctúa entre los 2300 y 2400 m bajo el nivel del mar.

Se estudiaron los factores que condicionan la formación de areniscas en el área de trabajo, lo que permite extender los supuestos para inferir posibles nuevos reservorios de hidrocarburos en otras áreas de la cuenca. Se realizaron cuatro transectas de dirección oeste-este para estudiar los acuíferos de las areniscas en los altos y la actividad tectónica existente al momento de la depositación de los sedimentos de la Formación Springhill.

Mediante el estudio estratigráfico-sedimentológico de siete testigos de pozo se definieron 11 litofacies para la Formación Springhill, las que fueron agrupadas en asociaciones supramareales, intermareales, submareales y de playa-barrera.

El análisis estratigráfico secuencial permite definir cinco superficies de importancia regional, con las que se definieron dos secuencias estratigráficas, donde cada una se conforma de un *cortejo de sistema transgresivo* y un *cortejo de sistema alto*.

El modelo sedimentológico propuesto para la Formación Springhill en el área de estudio corresponde a un estuario mixto, dominado principalmente por las mareas, con un aporte considerable de la energía de las olas en el frente del mismo.

La interacción de la litología de los altos, el ambiente sedimentario, la pendiente y la tectónica condiciona el tipo de arena a depositar. Los subambientes sedimentarios de alta energía son condicionantes para arenas limpias, puesto que el retrabajo de las olas permite la alta madurez y buena selección. Existe una relación directa entre la litología del área de aporte (altos) y la calidad de las areniscas limpias. Se observa una relación entre el aumento de pendiente y el aumento en el espesor de las facies depositadas próximas a ella. Sin embargo, no se observa una relación lineal por lo que resulta necesario integrar otros factores para explicar la generación de arenas de mejor calidad. En condiciones de tectonismo pasivo, la litología del área de aporte, ambiente sedimentario y la pendiente, son condicionantes para la generación de arenas, mientras que en condiciones de tectonismo activo, las fallas generan un aumento en el espacio de acomodación, por lo que la transgresión es rápida, impidiendo un retrabajo de las áreas de aporte y de las arenas generando facies de menor calidad.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría agradecer a la empresa ENAP SIPETROL, y en especial a su gerente de exploraciones Lisandro Rojas por darme la oportunidad de desarrollar este trabajo, financiando mi estadía en Punta Arenas y facilitando la información necesaria para desarrollar el tema.

En especial agradecer a Pamela Alvarez, por el tiempo, la buena disposición y el apoyo durante toda la memoria.

A los profesores Jacobus Le-Roux y Luisa Pinto que con sus observaciones y consejos que enriquecieron el trabajo.

Agradecer a la gente de ENAP SIPETROL y ENAP MAGALLANES que pude conocer, por el apoyo brindado y la buena voluntad. En especial agradecer a Sebastián Trejo por su paciencia y a Carolina Gómez por sus consejos.

A mi curso, Mary, Tapia, Orozco, Nico, Iñigo, Vero, Pelao, Waren y Ataxia. Por el compañerismo y las aventuras que hemos compartido. Además de buenos colegas resultaron ser grandes amigos.

Por último agradecer a mi familia y amigos, por el apoyo, cariño y comprensión que me brindaron durante toda la carrera.

INDICE

CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
1.1 ANTECEDENTES GENERALES	1
1.2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	2
1.3. MARCO GEOGRÁFICO	3
1.4. OBJETIVOS	3
1.4.1. <i>Objetivos generales</i>	3
1.4.2. <i>Objetivos Específicos</i>	3
1.5. METODOLOGIA GENERAL.....	4
1.6. ALCANCES Y LIMITACIONES.....	4
CAPITULO 2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. INTRODUCCIÓN	5
2.2. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MAGALLANES.....	7
2.2.1 <i>Etapa extensiva</i>	7
2.2.2. <i>Etapa compresiva</i>	8
2.3. ESTRATIGRAFIA GENERAL DE LA CUENCA DE MAGALLANES	11
2.4. ESTRUCTURAS GENERALES DE LA CUENCA DE MAGALLANES.....	18
2.4.1. <i>Dominio extensivo</i>	18
2.4.2. <i>Dominio compresivo</i>	18
2.5. ESTRUCTURAS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO	18
CAPÍTULO 3. PETROGRAFÍA.....	22
3.1. INTRODUCCIÓN	22
3.2 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA	23
3.2.1 <i>Descripción petrográfica del Basamento</i>	23
3.2.2. <i>Descripción petrográfica de la Formación Tobifera</i>	24
3.2.3. <i>Descripción petrográfica de la Formación Springhill</i>	26
CAPÍTULO 4. SEDIMENTOLOGÍA.....	29
4.1 ANÁLISIS DE LITOFACIES.....	29
4.2. ASOCIACIONES DE FACIES.....	45
4.2.1. <i>Asociaciones Supramareales</i>	45
4.2.2. <i>Asociaciones Intermareales</i>	45
4.2.3. <i>Asociaciones submareales</i>	46
4.2.4. <i>Asociaciones de playa- barrera</i>	46
4.3. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN	47
CAPÍTULO 5: USO DE PERFILES DE POZO PARA LA CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS Y AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN	51
5.1 REGISTRO GEOFÍSICO	51
5.1.1 <i>Curva de potencial espontáneo (SP)</i>	51
5.1.2. <i>Registro de resistividad</i>	52
5.1.3. <i>Rayos gamma</i>	52
5.2. CORRELACIÓN ENTRE PERFILES ELÉCTRICOS	53
5.2.1 <i>Capa guía</i>	53
5.2.2 <i>Patrón de correlación</i>	53
5.2.3. <i>Técnica de corte</i>	54
5.3 FACIES, SECUENCIAS Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES RECONOCIDOS A PARTIR DE PERFILES ELÉCTRICOS	55
5.4. ANÁLISIS ELECTROSECUENCIAL	57
5.5. CARACTERIZACIÓN DE ELECTROSECUENCIAS.....	59
6.1 INTRODUCCIÓN	65
6.2 ANÁLISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL.....	66
6.2.1. <i>Secuencia I</i>	67
6.2.2 <i>Secuencia II</i>	68
CAPÍTULO 7: FACTORES QUE CONDICIONAN LA GENERACIÓN DE LAS ARENAS	72

7.1. INTRODUCCIÓN	72
7.2. PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LAS VARIABLES	72
7.2.1. <i>Litología</i>	72
7.2.2. <i>Tipo de pendiente</i>	73
7.2.3. <i>Tectónica activa</i>	74
7.3. FACTORES QUE CONDICIONAN LA GENERACIÓN DE LAS ARENAS.....	78
7.3.1. <i>Ambiente depositacional</i>	78
7.3.2. <i>Pendiente</i>	79
7.3.3. <i>Litología</i>	79
7.3.4. <i>Tectonismo contemporáneo a la depositación de Springhill</i>	80
CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES	83
REFERENCIAS	84

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación Área de Estudio.....	2
Figura 2.1 Marco tectónico de la Cuenca de Magallanes (modificado de Ramos, 1989).....	6
Figura 2.2 Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes (modificado de Galeazzi, 1998).....	10
Figura 2.3 Columna estratigráfica pozo Sombrero 1, ubicado al norte de la Isla de Tierra del Fuego.....	12
Figura 2.4. Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca de Magallanes.	14
Figura 2.5. Mapa isobático de la zona. Modificado de Fuentes, 2004.....	20
Figura 2.6. Mapa esquemático de la zona, mostrando los altos estructurales y paleoaltos que controlaron la depositación de los sedimentos de la Formación Springhill. Modificado de Fuentes (2004).....	21
Figura 3.1 Mapa de ubicación para los pozos relevantes en este capítulo.....	22
Figura 3.2. Cristales de cuarzo en la muestra PB1-3.....	24
Figura 3.3. Calcedonia presente en la riolita, muestra SE2-3.....	26
Figura 3.4 “Wacka cuarcítica media, muestra PB3-5”	28
Figura 3.5. Subarcosa media, muestra VS 39.....	28
Figura 4.1. Mapa de ubicación para las transectas y altos en el área de estudio.....	30
Figura 4.2. Columna sedimentaria resumen de pozo PB3.....	31
Figura 4.3. Columna sedimentaria resumen de pozo VS39.....	32
Figura 4.5. Columna sedimentaria resumen de pozo MS1.....	39
Figura 4.6. Columna sedimentaria resumen de pozo VN5.....	40
Figura 4.7. Columna sedimentaria resumen de pozo VS23.....	41
Figura 4.8. Columna sedimentaria resumen de pozo MS2.....	42
Figura 4.9. Columna litoestratigráfica tipo.....	48
Figura 4.10. Modelo de distribución de facies para un estuario mixto.....	50
Figura 5.2. Análisis electrosecuencial de la zona norte del área de estudio.....	63
Figura 5.3. Análisis electrosecuencial de la zona sur del área de estudio.....	64
Figura 6.1. Evolución del ambiente depositacional.....	70
Figura 6.2. Secuencias estratigráficas definidas en el área de estudio.....	71
Figura 7.1. Fallas activas al comienzo de la depositación de Springhill en el sector norte del área de estudio.....	76
Figura 7.3 Transectas con información integrada del sector norte del área de estudio.....	81
Figura 7.4 Transectas con información integrada del sector sur del área de estudio.....	82

INDICE TABLAS

Tabla 3.1 Muestras de microscopio del basamento.....	23
Tabla 3.2 Muestras de microscopio de la Formación Tobífera.....	24
Tabla 3.4 Madurez textural de las areniscas de la Formación Springhill.....	28
Tabla 7.1 Resumen del Anexo Tipo de Pendiente.....	74

CAPITULO 1. INTRODUCCION

1.1 ANTECEDENTES GENERALES

La Empresa Nacional del Petróleo nace el año 1950 con el objetivo de satisfacer la demanda nacional de hidrocarburos. Numerosos estudios se han llevado a cabo para el descubrimiento y desarrollo de yacimientos de hidrocarburos en la Cuenca de Magallanes, dentro de los que se encuentran Punta Baja, Victoria y Sombrero.

La Formación Springhill no sólo representa a los reservorios de petróleo más importantes en la Cuenca de Magallanes, sino que también constituye la vía de drenaje de los hidrocarburos hacia las trampas. La calidad de los reservorios junto a la conexión vertical entre las areniscas de las diferentes secuencias son factores determinantes en la distancia de migración. La conexión vertical entre reservorios de diferentes secuencias depende de la pendiente paleotopográfica (Serie Tobífera) sobre la cual se desarrolla. Fuertes pendientes en la topografía favorecerán al apilamiento de secuencias con buena conexión vertical de reservorios mientras que con pendientes suaves, en condiciones de ascenso relativo eustático, habrá una mayor desconexión entre reservorios de distintas secuencias, además de favorecer el entrapamiento estratigráfico (Arbé et al., 2002).

Hasta el momento no se ha hecho una integración regional de la información acerca de la sedimentación en la Formación Springhill. Se dispone de la descripción de testigos, perfiles eléctricos y la interpretación de las facies de éstos.

Existen transectas en diferentes paleoaltos de la cuenca que indican que la sedimentación de Springhill en estos paleoaltos no sigue un patrón común. Se desconocen cuáles son las variables paleogeográficas y como estas actúan para definir las facies existentes.

Se propone determinar cómo las variables que afectan los procesos de sedimentación influyen e interactúan entre sí.

1.2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se localiza en la boca oriental del Estrecho de Magallanes, abarcando el extremo norte de la Isla Tierra del Fuego entre la zona de Punta Espora y Cerro Sombrero, área comprendida entre las coordenadas UTM 4.145.000-4.180.000N y 460.000-495.000E delimitando 1252 km² (Figura 1.1).



Figura 1.1. Ubicación Área de Estudio.

1.3. MARCO GEOGRÁFICO

La región de Magallanes se divide en cuatro provincias morfológicas, que desde oriente a occidente son: Pampa Magallánica, Precordillera, Cordillera y la zona de Archipiélagos.

La zona de estudio se encuentra al extremo norte de Tierra del Fuego, inserta dentro de la Pampa Magallánica o Tierras Bajas del Oriente, presentando una morfología plana a ondulada. Está formada por lomas y mesetas con alturas menores a 100 m s.n.m. en promedio y alcanzando puntualmente los 300 m s.n.m. (Fuentes, 2004).

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivos generales

Estudiar la sedimentología y estratigrafía de la arenisca Springhill, en el extremo norte de Isla del Fuego, en los yacimientos de Punta Baja, Sombrero y Victoria.

Estudiar los factores que condicionan la formación de areniscas en el área de trabajo. Esto permitirá extender los supuestos para inferir posibles nuevos reservorios de hidrocarburos en otras áreas de la cuenca.

Comparar las distribuciones sedimentológicas en dos paleoaltos del sector de Punta Espora y Cerro Sombrero para tratar de entender que características paleogeográficas controlaron su depositación.

1.4.2. Objetivos Específicos

Determinar la influencia en la sedimentación de las siguientes variables paleogeográficas:

Litología de los paleoaltos.

Características de la paleopendiente.

Ambientes deposicionales.

Tectónica contemporánea a la depositación.

1.5. METODOLOGIA GENERAL

Selección de siete pozos para la descripción de testigos. La elección se basa en el criterio de abarcar ampliamente el área de estudio, representatividad y poseer un alto porcentaje de recuperación.

Descripción de veinte muestras petrográficas Para su clasificación se utilizó un contador eléctrico.

Análisis electrosecuencial, basado en la descripción e interpretación de perfiles eléctricos de potencial espontáneo y resistividad. Esta información fue apoyada, correlacionada y asociada con las descripciones de testigos con el fin de definir las facies presentes.

Análisis de estratigrafía secuencial en las sucesiones de facies previamente definidas. Definir cortejos de sistemas establecidos y sus ambientes depositacionales.

Determinar cómo los factores mencionados en la sección anterior se relacionan e inciden en las facies sedimentológicas definidas.

1.6. ALCANCES Y LIMITACIONES

Debido a la antigüedad de los perfiles eléctricos para los pozos de Victoria y Sombrero, los perfiles eléctricos más comunes y usados eran los de potencial espontáneo y de resistividad El perfil rayos gamma no se encuentra disponible para la mayoría de los pozos usados, siendo esta una limitación metodológica ya que el perfil rayos gamma se considera como el más aceptado para identificar la litología subsuperficial (Rider, 1996).

Los pozos con testigos no presentan una recuperación completa, por lo que la calibración y ubicación del testigo dentro del pozo queda condicionada a la interpretación del perfil eléctrico.

CAPITULO 2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. INTRODUCCIÓN

La cuenca de Magallanes comprende un área de más de 160.000 km² ubicada en el extremo sur de la placa Sudamericana. Tiene un relleno sedimentario que alcanza los 8000 m de profundidad en el centro cerca de Punta Arenas y su profundidad disminuye gradualmente hacia el norte y el este (Pittion y Arbe, 1999). El límite norte de la cuenca está a la altura del punto triple entre la placa de Nazca, Sudamérica y Antártica. Al oeste se encuentra el Batolito Patagónico y la Faja Plegada y Corrida Magallánica (Figura 2.1). El límite este está definido por el Arco Río Chico-Dúngenes. El límite sur está formado por una zona compleja de acortamiento cortical y fallas de rumbo generadas a lo largo del margen de las placas de Sudamérica y Escocia (Biddle et al., 1986).

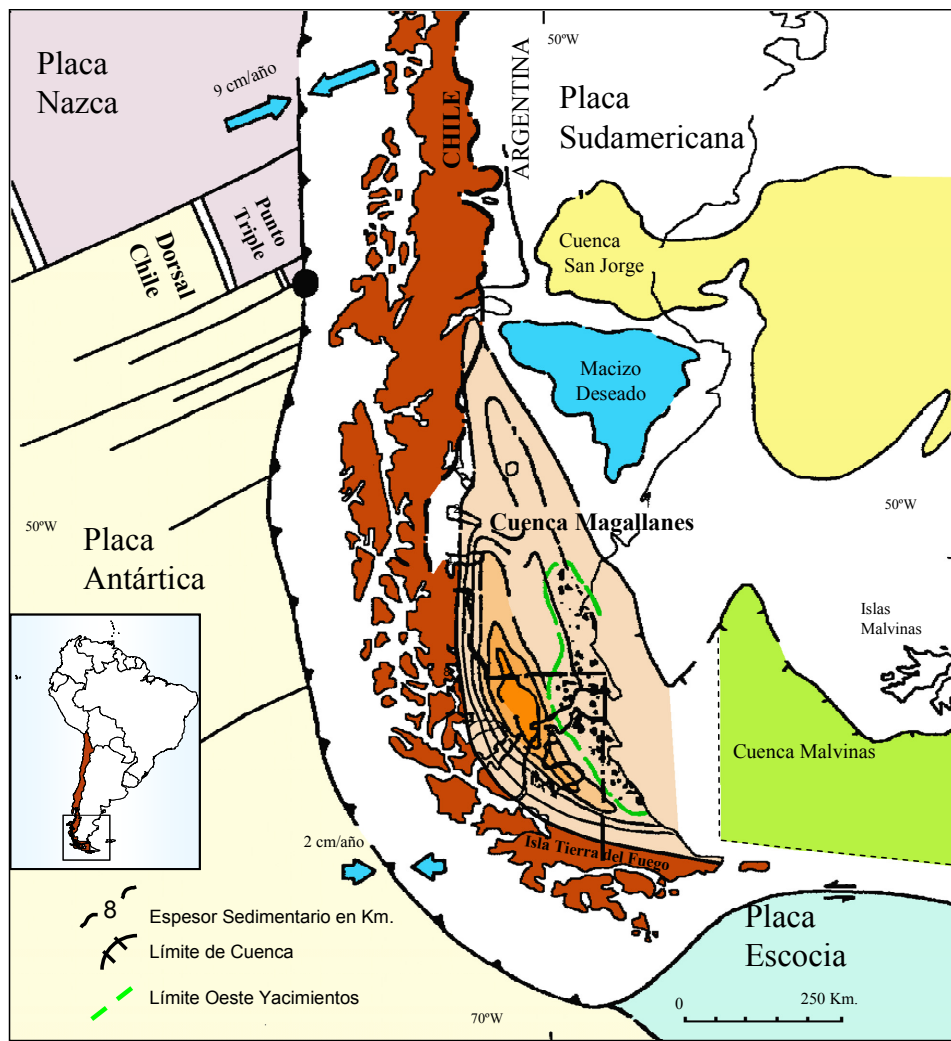


Figura 2.1 Marco tectónico de la Cuenca de Magallanes (modificado de Ramos, 1989).

2.2. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE MAGALLANES

En la evolución geológica de la Cuenca de Magallanes se distinguen dos etapas principales.

2.2.1 Etapa extensiva

Un importante evento tectónico de extensión tuvo lugar en el margen sur de Gondwana a fines del Triásico, probablemente relacionado a la fragmentación del supercontinente y la consiguiente reorganización de las placas litosféricas. Este adelgazamiento y desmembramiento de Gondwana, desde el Triásico al Jurásico Temprano, genera la cuenca de Rocas Verdes y la cuenca de las Malvinas, como cuencas extensionales de rift (Harambour, 1998, Figura 2.2). Esta extensión produce el fallamiento normal del basamento metamórfico paleozoico generando grabenes y hemigrabenes de orientación general NNW, dentro de los cuales se depositaron sedimentos continentales coluviales, marinos someros y volcánicos de la Formación Tobífera (Sigal et al., 1967; Cecioni y Charrier, 1974; Gust et al., 1985; Harambour y Soffia, 1988).

Junto a la extensión se produjo una anatexis cortical generalizada que dio origen a un intenso magmatismo ácido de carácter calcoalcalino similar al del sur de África, sur de América y la Antártica (Bruhn et al., 1978; Suarez y Pettigrew, 1976, Figura 2.2).

El volcanismo generó miles de metros de volcanitas y rocas piroclásticas, con intercalaciones de sedimentos continentales y marinos someros dentro de los grabenes (Dalziel y Cortes, 1972; Natland et al., 1974; Gust et al., 1985).

Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano la extensión de la Cuenca de Rocas Verdes (CVR) alcanzó su máximo, generando a lo largo del margen Pacífico de Gondwana una ruptura de la corteza continental con el consecuente magmatismo y desarrollo de una cuenca marginal de trasarco, cuyo piso estaba constituido por corteza oceánica (Dalziel et al., 1974).

La etapa de rift culminó hacia Jurásico-Cretácico con la fragmentación del supercontinente, coincidiendo con el inicio de la expansión de la CRV. Asociado a esto se

experimentó un cambio en la velocidad de expansión de las placas litosféricas, lo que permitió establecer en sus bordes condiciones de margen pasivo y subsidencia termal, lo que persistiría hasta el Aptiano (Harambour y Soffia, 1988).

Posterior a la extensión y desarrollo de la CRV, y a partir del Cretácico Temprano se habría generalizado una subsidencia termal continua en toda la zona (Biddle et al., 1986; Galeazzi, 1998). La Cuenca de Rocas Verdes fue parcialmente rellenada con depósitos volcanoclásticos provenientes del oeste (Biddle et al., 1986; Galeazzi, 1998), mientras que hacia el este de la cuenca se desarrollaba un borde pasivo, que posteriormente constituyó el sector de plataforma (Harambour y Soffia, 1988). Esta etapa termal dio origen a una importante transgresión marina que provocó la depositación de varios cientos de metros de sedimentos clásticos marinos que sobreyacen a las volcanitas y sedimentitas jurásicas (Farfán, 1991).

2.2.2. Etapa compresiva

Como causa de la fragmentación final de Gondwana y de la apertura del Océano Atlántico a comienzos del Cretácico Tardío, asociado al aumento de las velocidades de separación de las placas continentales, se desarrolló un régimen tectónico compresivo, con lo cual la Cuenca de Rocas Verdes cesó en su subsidencia termal, y su margen Pacífico comenzó a ser comprimido y deformado desde el suroeste (Figura 2.2).

Se reconocen al menos tres episodios de compresión que originaron la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM) ocurridos en el Coniaciano, Maastrichtiano-Eoceno y Oligoceno, cada uno ligado a un dominio estructural con una generación de la secuencia de antepaís correspondiente (Mpodozis, 2006).

Durante el Coniaciano se produce un evento tectónico (Compresión I) que genera un intenso plegamiento y metamorfismo de los depósitos turbidíticos de edad aptiana-coniaciana lo que produce la inversión de la antigua cuenca extensional. Debido a la respuesta isostática, a la inversión y carga tectónica asociada al evento I se depositaron los sedimentos que conforman la primera secuencia de antepaís inmediatamente al este de la zona plegada (correspondiente al dominio más occidental de la FPCM).

A partir del Cretácico Tardío (Maastrichtiano) se produce un segundo evento tectónico (Compresión II). La deformación se propaga hacia el noreste y se transfiere hacia la cobertura sedimentaria, canibalizando las rocas de la secuencia de antepaís I previamente depositadas. El depocentro sedimentario se desplaza hacia el este generando el espacio de acomodación que permite el desarrollo de una segunda secuencia de antepaís durante el Eoceno (Figura 2.2).

En el Oligoceno un nuevo evento compresivo se desarrolla hacia el oeste de la cuenca (Compresión III), el que representa un avance de la deformación en secuencia normal hacia el oriente que afectó a la secuencia de antepaís II generando hacia el este el espacio para la depositación de la secuencia de antepaís III (Mpodozis, 2006).

Durante el Mioceno comienza una actividad tectónica transpresiva (Ghiglione, 2002) evidenciada por la orientación de diques clásticos en relación con las estructuras regionales. La deformación transpresiva y transtensiva neógena todavía está activa a lo largo del límite actual entre las placas Sudamericana y de Escocia (Cunningham et al., 1995; Lodoso et al., 2003). El cambio a un régimen tectónico dominado por transcurrencia habría sido consecuencia de los fenómenos asociados a la formación de la Placa de Escocia y apertura del Paso Drake durante el Neógeno.

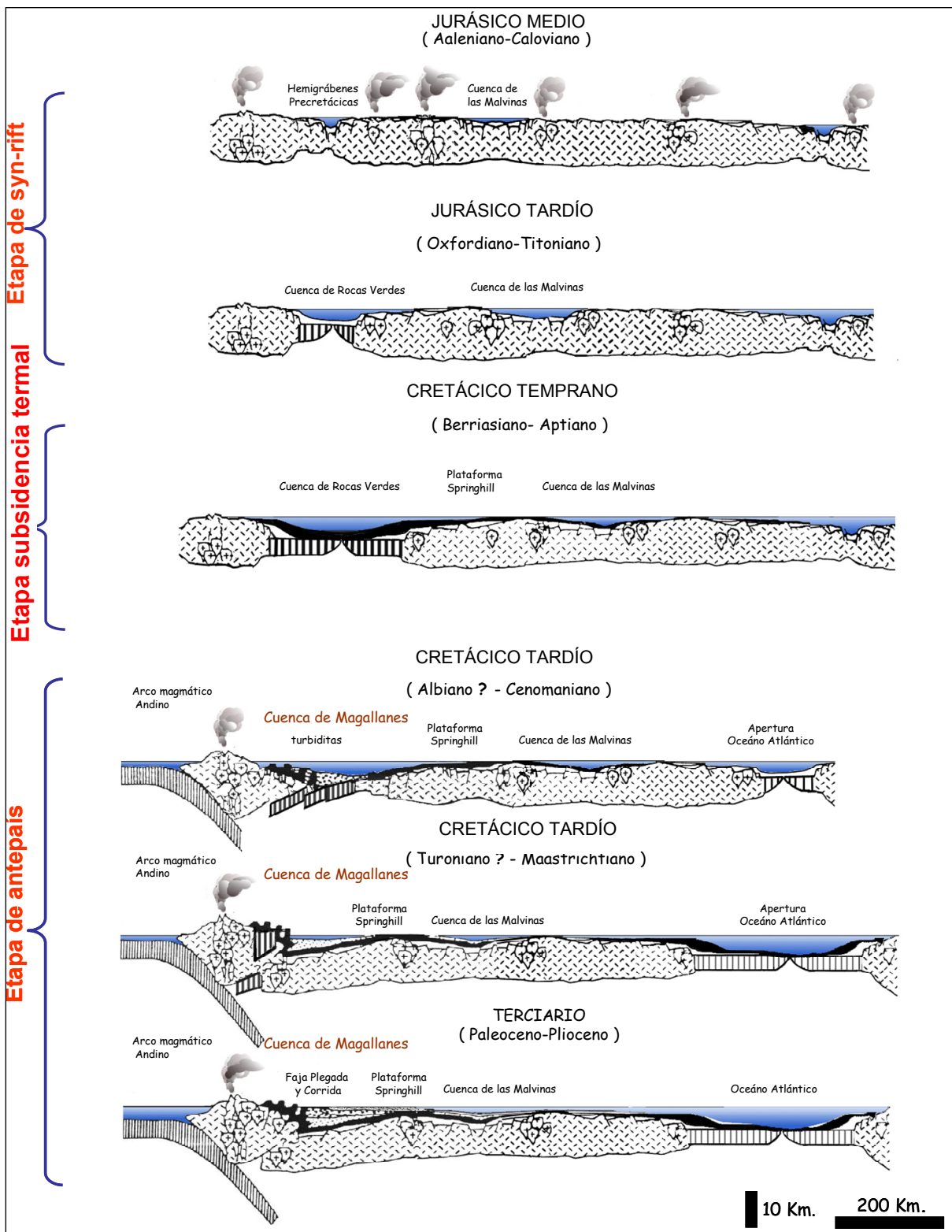


Figura 2.2 Evolución tectónica de la Cuenca de Magallanes (modificado de Galeazzi, 1998).

2.3. ESTRATIGRAFIA GENERAL DE LA CUENCA DE MAGALLANES

La estratigrafía de la Cuenca de Magallanes comprende rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias que van desde el Jurásico hasta el Cuaternario, las cuales se disponen en forma discordante sobre un piso compuesto por rocas del Paleozoico (Figuras 2.3 y 2.4).

El Basamento Metamórfico de la Cuenca de Magallanes está compuesto por cuarcitas bandeadas, meta-arenitas, metapelitas y esquistos verdes (Allen, Forsythe et al., 1980), que presenta tres eventos de deformación y un grado de metamorfismo bajo correspondiente a facies de esquistos verdes o menor. Estas rocas se han interpretado como un prisma de acreción compuesto, que incluye en la zona del Archipiélago Madre de Dios (lat 50°S) calizas arrecifales exóticas de edad carbonífera-pérmica (Mpodosis y Forsythe, 1983). Acorde a dataciones radiométricas (Hervé, 1981) y a relaciones de contacto con las formaciones volcano-sedimentarias suprayacentes, se interpreta una edad mínima de depositación triásica temprana.

La Formación Tobífera fue definida por Thomas (1949). Sobreyace en discordancia al Basamento Metamórfico y tiene un espesor de más de 1.000 metros (Figura 2.3, Figura 2.4). La formación comprende una serie de rocas volcánicas ácidas y sedimentarias que corresponde a una sucesión de tobas, tobas soldadas de lapilli cristalinas, dacitas, riolitas, lutitas negras cuarcíferas y limolitas cuarcíferas. Esta unidad se interpreta como el producto de una intensa actividad volcánica ácida, subaérea a submarina, depositada en cuencas extensionales, cuyo principal producto corresponde a flujos piroclásticos, con una menor participación de lavas (Johnson, 1990). Dataciones K/Ar realizadas en muestras de superficie, de la parte central de Tierra del Fuego, indican edades de 158 ± 5 Ma y 173 ± 9 Ma (Hervé, 1990, Figuras 2.3 y 2.4).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE MAGALLANES

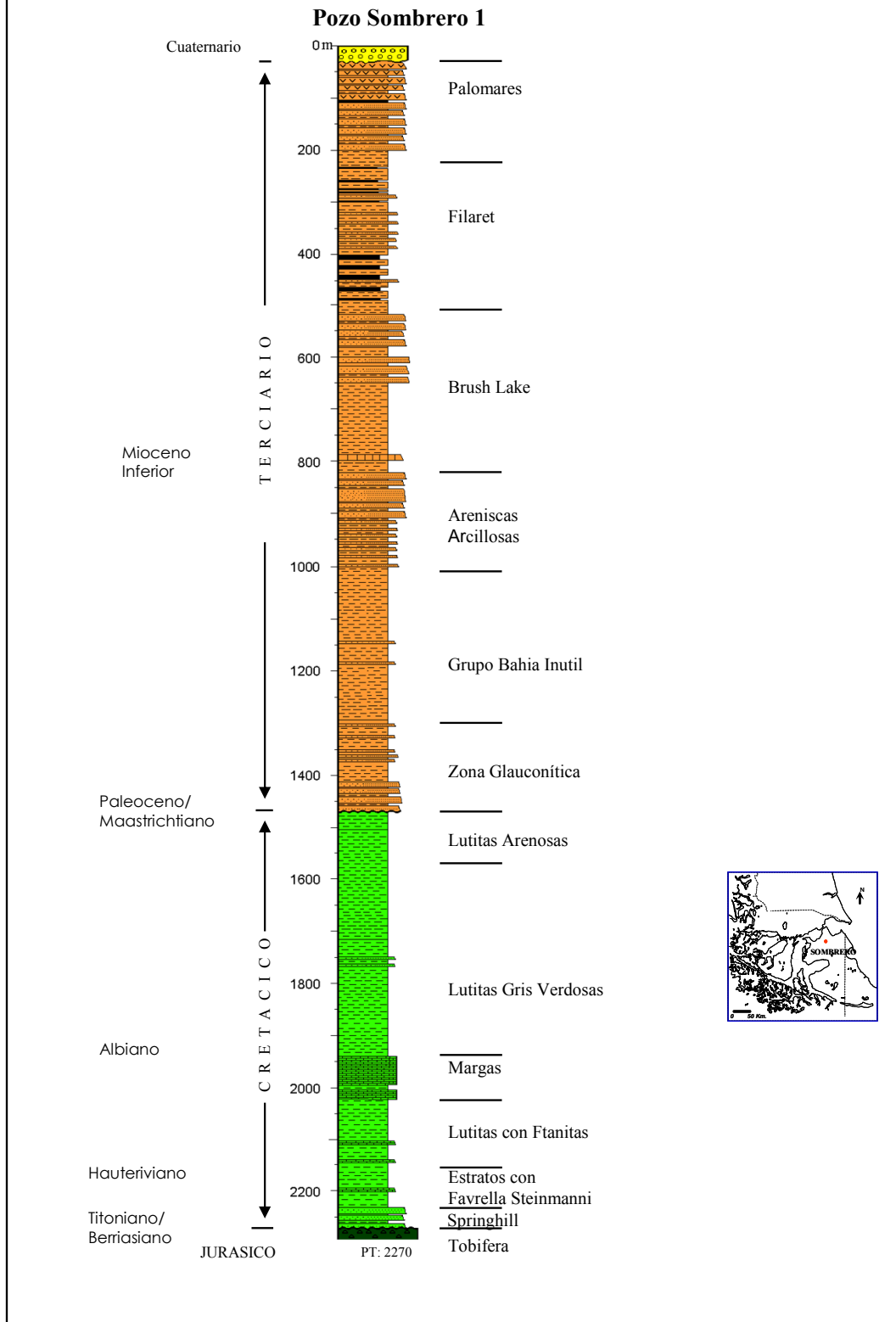


Figura 2.3 Columna estratigráfica pozo Sombrero 1, ubicado al norte de la Isla de Tierra del Fuego.

La Formación Springhill (Thomas et al., 1949) sobreyace a la Formación Tobífera, y subyace a la Formación Estratos con *Favrella* (Figura 2.3). Su desarrollo vertical fluctúa entre los 30 y 40 m, aunque en algunos sectores se han reconocido espesores de hasta 130 m. Corresponde a areniscas cuarzosas, limolitas o lutitas limosas, marinas a veces muy calcáreas, con o sin rodados (Cecioni et al., 1955). Esta formación se desarrolló durante el inicio de una subsidencia tectónica continua, que provocó una ingresión marina en toda la región durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Biddle et al., 1986; Harambour y Soffia, 1988). De acuerdo a la macrofauna identificada en territorio chileno se acepta una edad titoniana-valanginiana para la transgresión en esta parte de la cuenca, la que puede ser extendida hasta el Barreasiano, en territorio argentino (Riccardi, 1976).

La Formación Estratos con *Favrella* definidos por Cecioni (1955) corresponden en parte a facies laterales de la Formación Springhill. La formación está compuesta por lutitas gris parduscas con intercalaciones de calizas muy ricas en amonites (especialmente el género *Favrella*) y foraminíferos, cuyo espesor varía entre los 10 y 240 m. La Formación Estratos con *Favrella* representa las facies distales de una plataforma marina en una secuencia transgresiva, siendo las arenas de la Formación Springhill los depósitos proximales (Biddle et al., 1986, Figura 2.4). La fauna presente es bastante diversa, representada por *Favrella*, *Berriassella*, *Belmnopsis*, *Inoceramus*, *Crioceras* y *Streblites* entre otros. Se le atribuye una edad valanginiana-hauteriviana (Gonzalez et al., 1965).

La Formación Lutitas con Ftanitas fue definida por Mordojovich en 1951. Sobreyace a la Formación Estratos con *Favrella steinmanni* y subyace a la Formación Margas o Creta Dura. Se compone de arcillolitas grises cuyo espesor varía entre 70 y 170 m. En base a una abundante microfauna se le atribuye una edad barremiana-aptiana (Gonzalez, 1965, Figura 2.3).

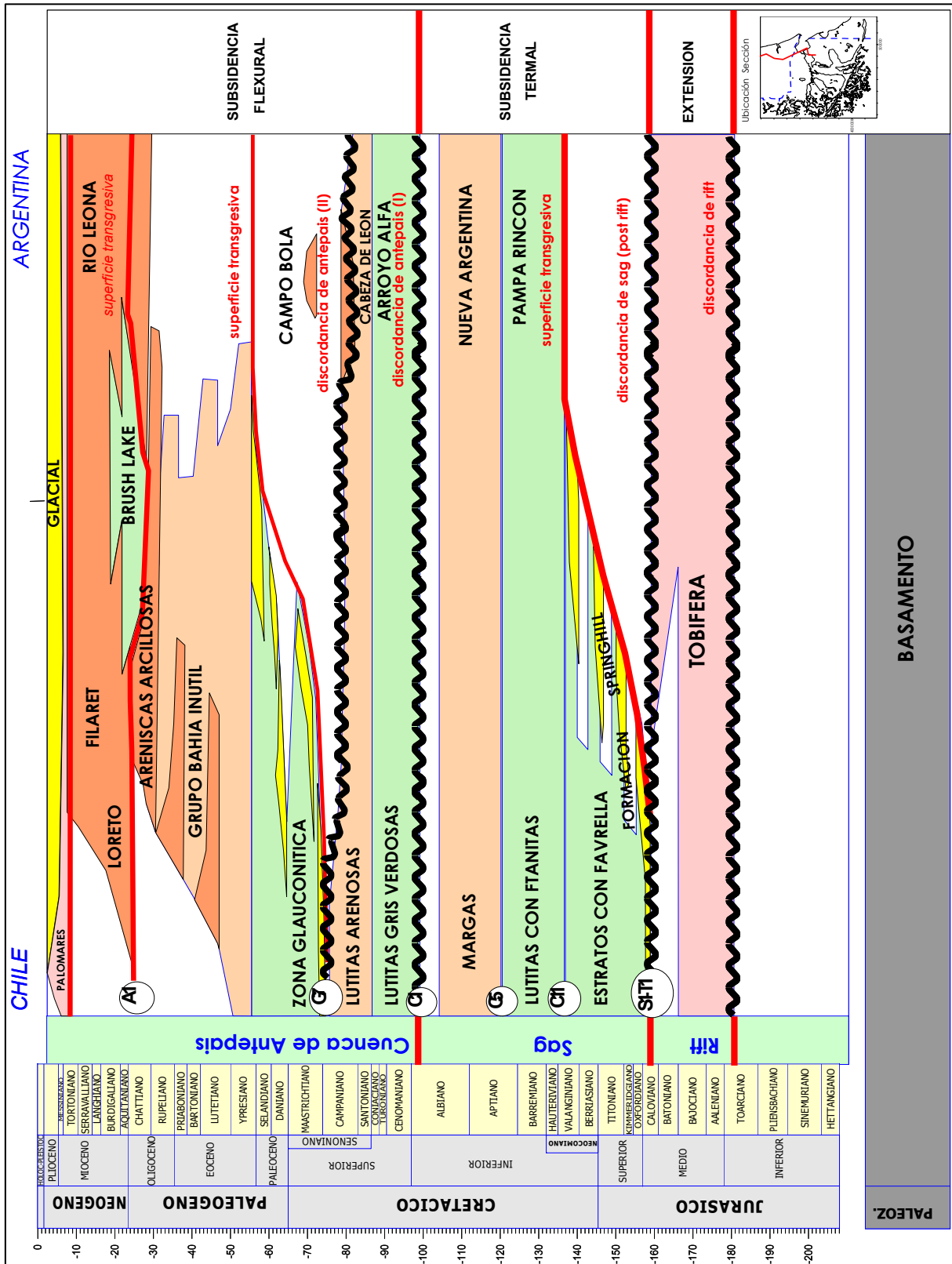


Figura 2.4. Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca de Magallanes.

La Formación Margas o Creta Dura (Thomas 1949) está constituida por margas silíceas de color gris claro y arcillolitas calcáreas verdosas y rojizas. Tiene un espesor de 60 a 130 m. Se le atribuye una edad aptiana-albiana en base a una rica microfauna (Ceccioni, 1995). Acorde a su litología y asociaciones faunales, se interpreta que esta unidad se depositó en condiciones marinas, bajo ambientes de plataforma somera (Rodgers, 1979).

La unidad “lutitas gris verdosas” está constituida por arcillolitas gris verdosas y gris medio, con intercalaciones calcáreas. Su espesor varía entre los 270 y 400 m. Se interpreta como depósitos de ambientes marinos de plataforma externa (Rodgers, 1979) documentando una alzada regional del nivel base de depositación a fines del Albiano. En base a su contenido macro y microfaunal se le asigna una edad albiana-santoniana (Gonzalez, 1965).

La unidad “lutitas arenosas” (Mordojovich, 1951) corresponde a arcillolitas glauconíticas de color gris medio, limosas en su parte superior. Su espesor varía entre 50 y 180 m. En base a la microfauna se le asigna una edad campaniana-maastrichtiana (Gonzalez, 1965; Natland et al., 1974; Rodgers, 1979). A partir de las asociaciones microfaunales, se deducen ambientes marinos de plataforma media externa (Rodgers, 1979).

La unidad “zona glauconítica” (Mordojovich, 1951) sobreyace en discordancia angular y de erosión a la unidad “lutitas arenosas” e infrayace a las rocas del Grupo Bahía Inútil (Figura 2.3). Esta unidad está constituida por areniscas finas, limolitas y arcillolitas de color gris medio, muy glauconíticas con abundante microfauna de foraminíferos. Su espesor varía entre los 100 m en el sector más oriental de la cuenca a unos 330 m en la porción central (Gonzalez, 1965). Se le atribuye una edad maastrichtiana tardía-eocena media (Cañon y Ernst, 1975). Se infiere que estos depósitos corresponden a una sucesión transgresiva compuesta de areniscas y limolitas costeras, depositadas sobre una plataforma cretácica previamente expuesta.

El Grupo Bahía Inútil (Cañón, 1968) está constituido por arcillolitas de color gris oliva claro a gris medio, con intercalaciones de limolitas y de areniscas arcillosas con gránulos de rocas ígneas y de arcillolitas cretácicas (González, 1965). Por correlación faunal, se ha denominado con igual nombre a una sucesión de 50 a 200 m de espesor, compuesta de areniscas, arcillolitas y limolitas, que es reconocida en subsuperficie. Esta unidad sobreyace concordantemente a la unidad “zona glauconítica” e infrayace con igual relación a la unidad “areniscas arcillosas”. Su

registro paleontológico permite asignarle una edad eocena tardía-oligocena (González, 1965). Se correlacionan cronoestratigráficamente con la Formación Leña Dura y la porción inferior de la Formación Loreto. Las asociaciones microfaunales indican que las condiciones de depositación corresponden a ambientes marinos de plataforma somera (Marchant, 1992).

Las “areniscas arcillosas” (Mordovich, 1951) sobreyacen concordantemente al Grupo Bahía Inútil e infrayacen discordantemente a la Formación Brush Lake. Las “areniscas arcillosas” están constituidas por una sección de areniscas de color gris claro, con abundante cemento arcilloso, glauconítico con gránulos de cuarzo, rocas ígneas y arcillolitas, con algunas intercalaciones de arcillolitas gris oliva claro. El espesor de esta unidad varía entre los 100 y 340 m y su edad corresponde al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Gonzalez, 1965), obtenida por la abundante microfauna de foraminíferos. Esta unidad se correlaciona cronoestratigráficamente con la porción media de la Formación Loreto. La interpretación de su asociación microfaunal indica condiciones de depositación marina bajo ambientes de plataforma somera (Rose, 1977; Marchant, 1992).

La Formación Brush Lake (Barwick, 1955) sobreyace en discordancia a la unidad “areniscas arcillosas” e infrayace en aparente concordancia a la Formación Filaret (Figura 2.3). La Formación Brush Lake esta constituida por lutitas con intercalaciones de delgadas capas de areniscas y calizas muy fosilíferas hacia el techo, con un espesor variable ente los 80 y 680 m. La colección microfaunal le asigna una edad a la secuencia miocena media a tardía (Natland et al., 1974).

La Formación Filaret sobreyace aparentemente concordante a la Formación Brush Lake e infrayace en subsuperficie a la Formación Palomares. Su espesor varía entre los 260 y 400 metros. Se compone de areniscas, areniscas conglomerádicas y arcillolitas, con intercalaciones de mantos de carbón y niveles coquinoideos de moluscos y gastrópodos. La abundante fauna presente en esta formación le otorga una edad miocena tardía (Gonzalez, 1965). La interpretación para esta formación corresponde a una depositación bajo condiciones continentales litorales y de plataforma marina somera (Gonzalez ,1965; Natland et al., 1974; Rodgers, 1979).

La Formación Palomares (Mioceno Superior- Plioceno inferior?; González, 1965) sobreyace en discordancia a la Formación Filaret e infrayace a depósitos glaciares del Pleistoceno

(Figura 2.4). Su espesor varía entre 260 y 400 metros. Está constituida principalmente por conglomerados, tobas, brechas volcánicas y areniscas con estratificación cruzada acumuladas en un ambiente continental con sistemas depositacionales de planicies aluviales y deltaicos intercalados en el oeste con flujos volcánicos y caídas de piroclastos. Restos de vegetales (*Nothofagus*) y mamíferos fósiles (*Nematherium birdi*, *Astrapotherium mágnum*,) encontrados en esta unidad permiten asignarle una edad miocena media a tardía (Gonzalez, 1953).

Durante el Pleistoceno se extiende una extensa cubierta de morrenas y sedimentos glaciolacustres y fluvioglaciares que abarca una gran parte de la Cuenca de Magallanes, debido a la intensa glaciación que afectó el extremo sur del continente Sudamericano (Figura 2.4.). La erosión posterior de estos sedimentos remodeló el primitivo paisaje de la última época glacial y dio lugar a las formas del relieve actual (González, 1965).

2.4. ESTRUCTURAS GENERALES DE LA CUENCA DE MAGALLANES.

La cuenca de Magallanes se divide en dos provincias estructurales, una dominada por estructuras extensivas relacionadas a fallas normales de gran rechazo formadas durante el rift triásico-jurásico tardío y una provincia de dominio compresivo formada por la Faja Plegada y Corrida Magallanes (Biddle et al., 1986).

2.4.1. Dominio extensivo

Este dominio se ubica en el sector oriental y central de la cuenca. Las estructuras extensionales se presentan muy desarrolladas en la zona de plataforma cuya dirección preferente es NW o NNW. Ellas comúnmente limitan grabenes y hemi-grabenes con dirección NW a NNW. Estas estructuras fueron formadas durante la etapa mecánica del rift triásico a jurásico tardío.

2.4.2. Dominio compresivo

La Faja Plegada y Corrida Fueguina es un sistema polifásico originado entre el Cretácico Tardío y el Mioceno. Se divide en tres dominios. La FPC central y externa presenta una deformación de “piel delgada” controlada por niveles de despegue cada vez más someros hacia el norte. LA FPC interna se extiende en dirección oeste-este en el extremo sur de Tierra del Fuego y se asocia a fallas inversas que involucran el basamento “piel gruesa”.

La Falla Magallanes –Fagnano (Fuenzalida 1972) es una importante estructura de escala regional que evidencia un régimen transcurrente sinextral.

2.5. ESTRUCTURAS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

Si bien en este trabajo no se ha realizado un estudio detallado de las fallas que afectan el área, se observa que a escala regional, en el mapa isobático compilado al “Horizonte Base Cretácico”, la zona de estudio está caracterizada por la presencia de un alto estructural oriental de dirección NS, correspondiente al Lineamiento Porfiada-Olivos. Este espolón se interna hacia el

occidente a partir de los altos orientales, integrando los yacimientos de Chañarcillo, Victoria, Estancia Nueva, Campanario, Bellavista y Chillán (Romero, 1994, Figura 2.5).

El espolón constituye una unidad morfológica al menos parcialmente separada del alto oriental (Lineamiento Porfiada-Olivos), debido a la presencia de fallas normales en el sector de Sombrero Oeste. Se deduce la posible existencia de más fallas, no identificadas aún, debido a que en general estas fallas no presentarían rechazos importantes por lo que su identificación resulta difícil de resolver con sísmica 2D (Romero, 1994). Estas fallas constituyen el borde alto de bloques basculados principalmente en tiempos pre-cretácicos, por lo que posterior a Springhill sólo registran desplazamientos menores y en conjunto son evidenciadas por la franja de altas pendientes que definen el borde del sector alto oriental (Lineamiento Porfiada-Olivos, Figura 2.5).

En el sector del Yacimiento Victoria (Victoria Norte, Victoria Este, Victoria Sur y Victoria Oeste), ubicado en la zona sur del área de estudio, se encuentra un sistema de fallas normales, de dirección NNO. Debido a la diversa naturaleza de las estructuras que separa el sistema de fallas, se puede dividir la zona en dos bloques. El bloque Victoria Norte-Este-Chañarcillo ubicado en la ladera norte corresponde principalmente a pliegues terciarios, mientras que Victoria Sur-Victoria Oeste ubicados en el borde sur occidental son paleoaltos en los que se acuña Springhill (Romero, 1994, Figura 2.6).

En el sector de Sombrero, ubicado en la zona sureste del área de estudio, se observan dos yacimientos de petróleo. El yacimiento Sombrero corresponde a un suave monoclinal que manteea al oeste. Este monoclinal ha sido explicado como un clásico entrampamiento estratigráfico contra el paleoalto regional de orientación norte-sur. Por el norte el yacimiento está limitado por un juego de fallas de orientación noreste que desplazan la posición del paleoalto hacia el este; allí se sugiere la existencia de entrampamiento de petróleo (Moraga, 1995).

La zona de Punta Espora, ubicada al noroeste del espolón, esta conformada por un sistema de fallas normales de orientación N-S principalmente (Figura 2.6).

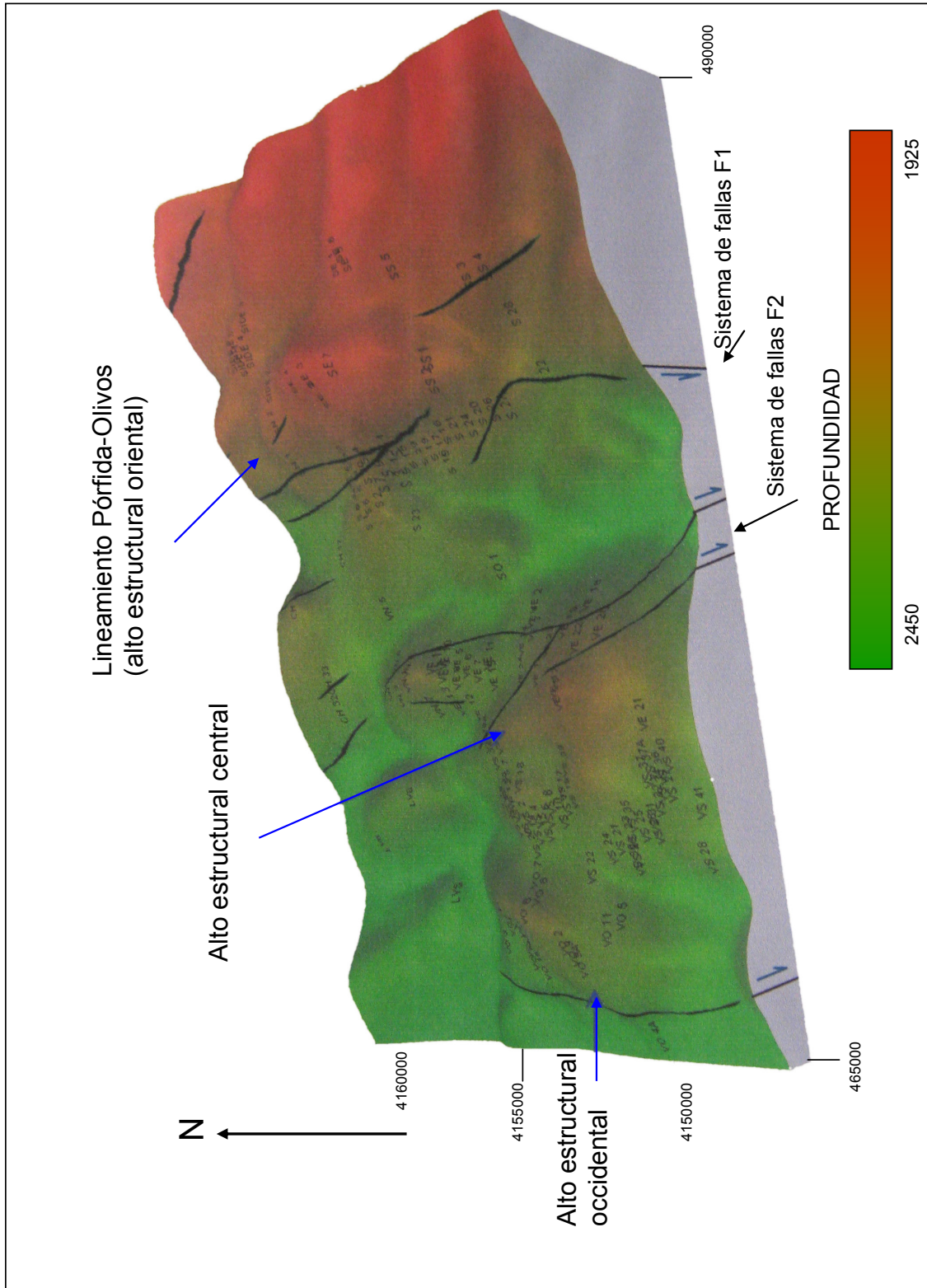


Figura 2.5. Mapa isobático de la zona. Modificado de Fuentes, 2004.

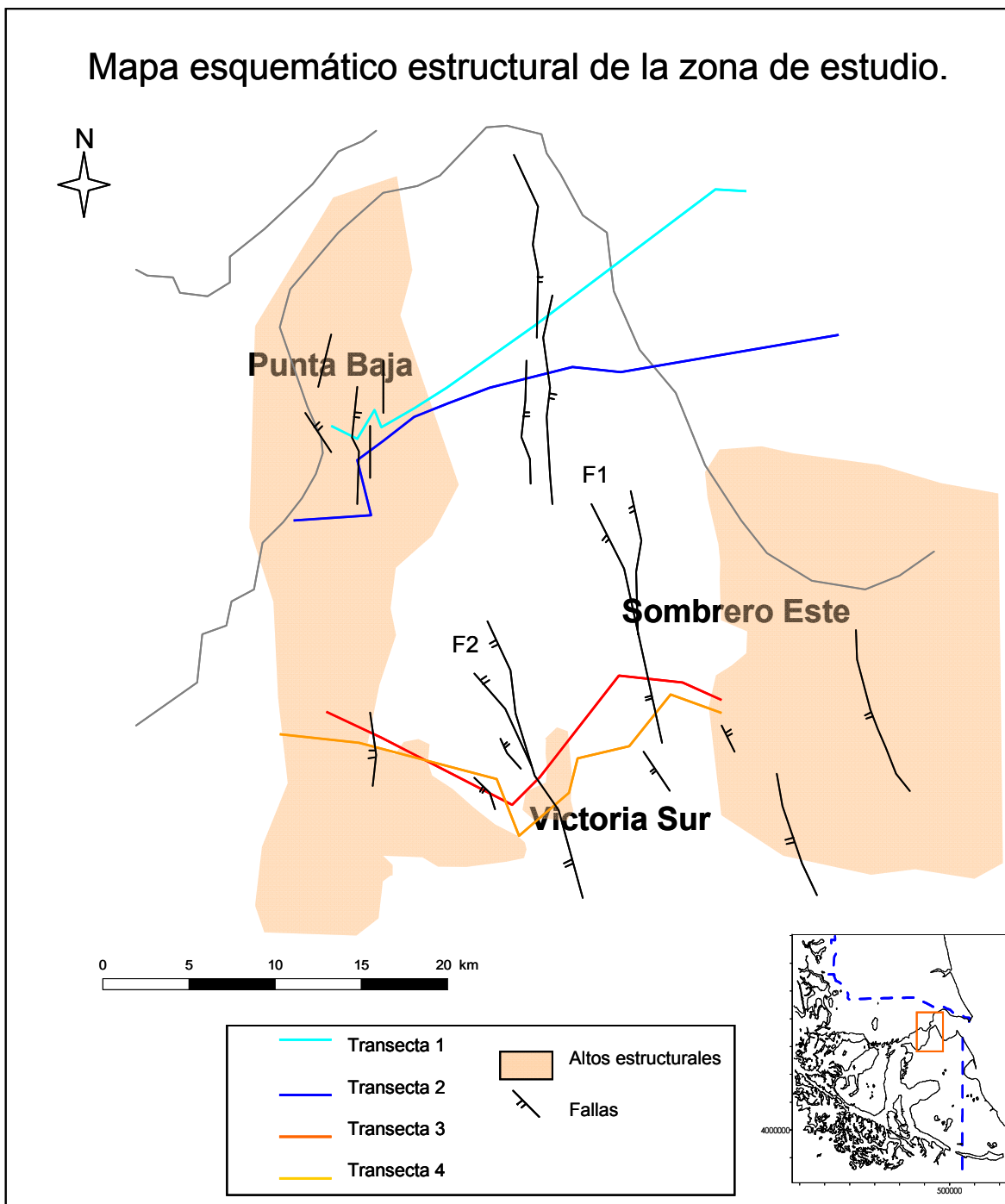


Figura 2.6. Mapa esquemático de la zona, mostrando los altos estructurales y paleoaltos que controlaron la depositación de los sedimentos de la Formación Springhill. Modificado de Fuentes (2004).

CAPÍTULO 3. PETROGRAFÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

Este capítulo tiene por objetivo otorgar una descripción petrográfica para rocas pertenecientes al Basamento, a la Formación Tobífera y Formación Springhill. La Figura 3.1 muestra la distribución de los pozos que se estudiaron en este capítulo.

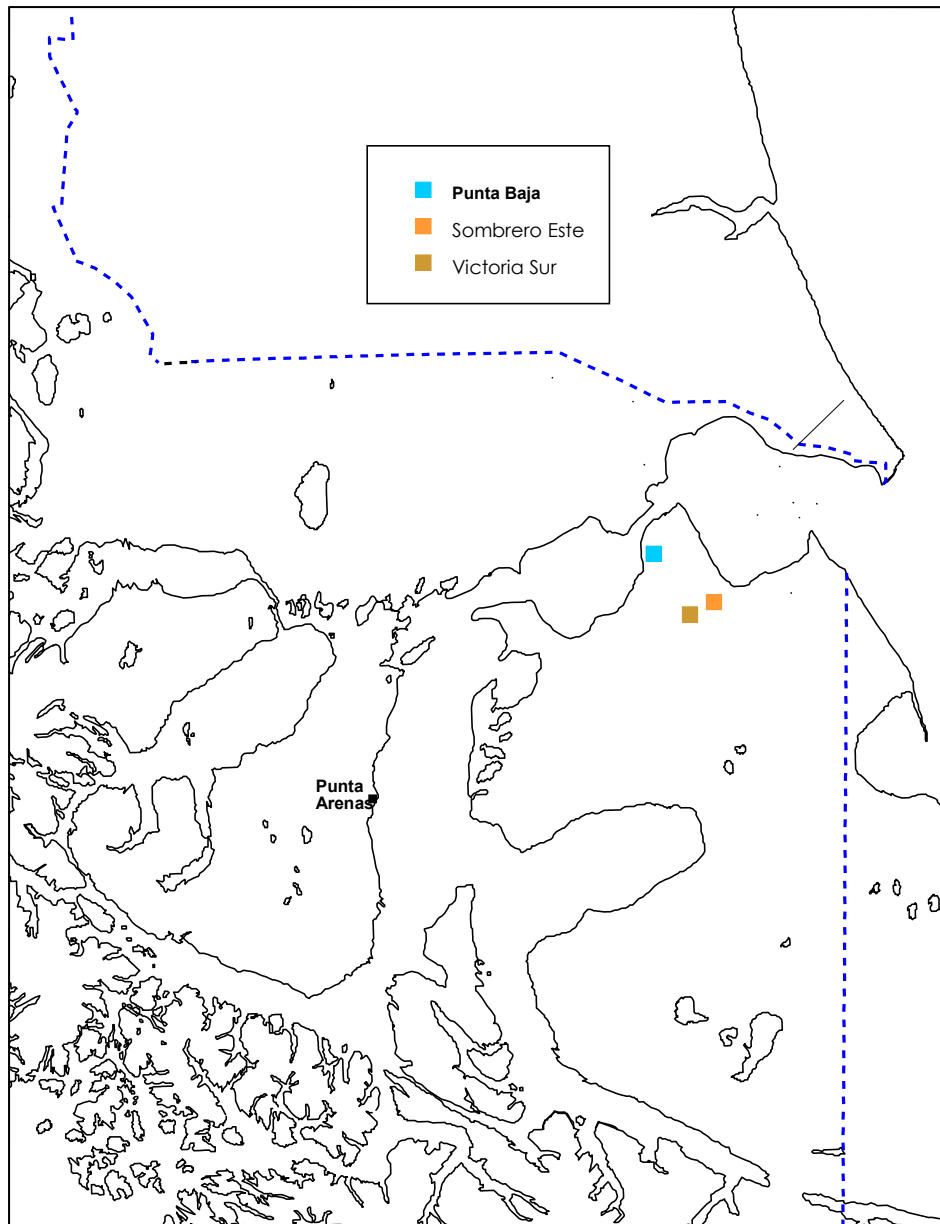


Figura 3.1 Mapa de ubicación para los pozos relevantes en este capítulo.

3.2 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

3.2.1 Descripción petrográfica del Basamento

Las muestras del Basamento analizadas se obtuvieron de los pozos Punta Baja 1 y Punta Baja 11, pertenecientes al sector de Punta Espora, al norte de la zona de estudio. Se detalla la ubicación de estos en la Figura 3.1. Para una clasificación más precisa se utilizó un contador de puntos y para las arenas se utilizó la clasificación de Folk, 1968.

Las rocas metamórficas descritas corresponden a esquistos de biotita y gneiss de sillimanita. La Tabla 3.1 muestra la ubicación, clasificación, profundidad, contenido de cuarzo y tamaño de cristales de cada muestra. Las descripciones completas se encuentran en el Anexo Petrología.

Tabla 3.1 Muestras de microscopio del basamento.

Muestra	Ubicación	Clasificación	Profundidad (m b.m.r)	Contenido Cuarzo (%)	Tamaño Cristales (mm.)
PB1-1	Punta Baja 1	Gneiss de sillimanita	2352	30	1,5-2
PB1-2	Punta Baja 1	Esquisto de biotita y sillimanita	2348	10	1-1,3
PB1-3	Punta Baja 1	Gneiss de sillimanita	2238	15	1-2,5
PB 11	Punta Baja 11	Gneiss de sillimanita	2330	15	3

Para las rocas metamórficas del Basamento el contenido de cuarzo varía entre 10 y 30% y el tamaño de los cristales presenta un rango entre 1 y 3 milímetros (Figura 3.2).

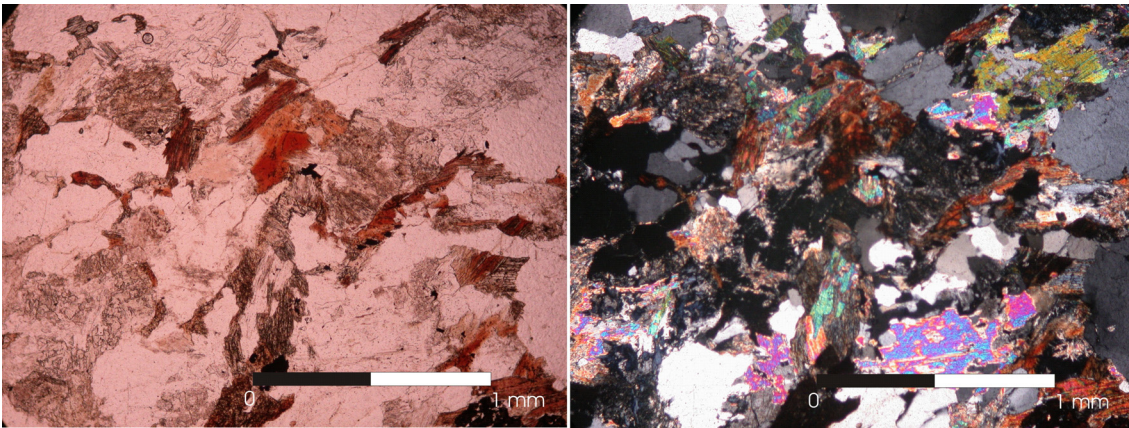


Figura 3.2. Cristales de cuarzo en la muestra PB1-3.

3.2.2. Descripción petrográfica de la Formación Tobífera

Se describieron un total de 10 muestras pertenecientes a los pozos Punta Baja 3, Sombrero Este 2 y Victoria Sur 39. La distribución de los pozos se observa en la Figura 3.1. Se clasificaron tobas de lapilli cristalina en todos los sectores mientras que riolitas y dacitas se encuentran en el sector de Sombrero Este.

La Tabla 3.2 corresponde a las muestras de microscopio pertenecientes a la Formación Tobífera. Muestra la ubicación, clasificación, profundidad, contenido de SiO₂ (que incluye vidrio, cuarzo y calcedonia) y tamaño de los cristales o de cavidades rellenas (como es el caso para la calcedonia). Todas las muestras están detalladas en el Anexo Muestras.

Tabla 3.2 Muestras de microscopio de la Formación Tobífera.

Muestra	Ubicación	Clasificación	Profundidad (m b.m.r.)	Contenido SiO ₂ (%)	Tamaño Cristales (mm.)
PB3-1	Punta Baja 3	Toba de lapilli cristalina	2410,54	Qz:18	0,25-3
PB3-2	Punta Baja 3	Toba soldada de lapilli cristalina	2406,45	Qz:15	2,5
SE2-1	Sombrero Este 2	Brecha cristalina	2070,40	Qz:15 Vidrio:30	2

	Test 1.			Total:45	
SE2-2	Sombrero Este 2 Test 2	Riolita	2071,4	Qz: 15 Calce:35 Vidrio:35 Total:85	Qz:2 Calce: 0,5
SE2-3	Sombrero Este 2 Cajón 5	Riolita	2106.5	Qz:35 Ccd:25 Vidrio: 20 Total:80	Qz: 0,1-0,8 Calce:1,1
SE2-4	Sombrero Este 2 Test 9	Riolita	2445	Qz: 13 Vidrio:41 Total:54	0,4-1
SE2-5	Sombrero Este 2	Toba de lapilli cristalina	2403	Qz:35 Ccd:8 Total: 43	Qz:0,03-0,5 Calce:0.6
SE2-6	Sombrero Este 2 Cajón 24	Dacita	2501	Vidrio:30	2,3-10
SE2-7	Sombrero Este 2 Test 12	Dacita	2597	Qz: 10 Vidrio: 38 Total:48	<0,175
VS39-1	Victoria Sur 39	Toba de lapilli cristalina, alterada a sericita	2290,5	Qz: 35	1-2,5

La Tabla 3.2 detalla un variado contenido en sílice dependiendo del sector. El área de Punta Baja presenta sílice sólo como cuarzo correspondiente a un 15-20%. El sector de Sombrero Este presenta riolitas y dacitas, con un contenido de sílice variable entre 30 y 68%. En este sector la sílice se presenta como cristales de cuarzo y calcedonia (Figura 3.3). Por último en el Yacimiento Victoria Sur a pesar de tener una sola muestra se deduce que la sílice se presenta como cuarzo y corresponde a un 35%.

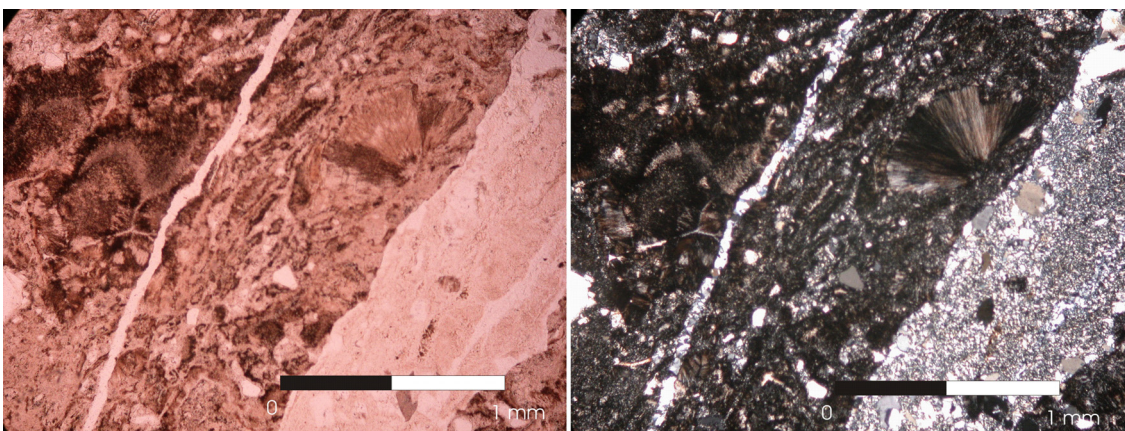


Figura 3.3. Calcedonia presente en la riolita, muestra SE2-3.

3.2.3. Descripción petrográfica de la Formación Springhill

Se realizó la descripción petrográfica para seis muestras de areniscas de la Formación Springhill, obtenidas en los pozos Punta Baja 3, Victoria sur 23 y Victoria Sur 39. A estos cortes se les realizó análisis de porosidad mediante el método de conteo.

La Tabla 3.3 corresponde a las muestras de microscopio pertenecientes a la Formación Springhill. Muestra la ubicación, clasificación, profundidad, contenido de sílice y tamaño de los cristales. Las descripciones de estas muestras están detalladas en el Anexo correspondiente.

Se estudiaron areniscas y wackas. En ambos casos los líticos corresponden a menos del 5% de la roca total; están muy alterados a arcilla lo que no permite clasificarlos.

Las areniscas son subarcosas; no se distingue el tipo de feldespato debido a la gran alteración presente, el contenido en la roca corresponde al 6-10%. El contenido de cuarzo varía entre los 50 y 75% del total de la roca. El tamaño de los clastos varía de fino a medio (Figura 3.5). A medida que aumenta el tamaño de grano, aumenta la madurez textural de las muestras, mejorando el redondeamiento y la selección. Sin embargo la esfericidad se mantiene baja.

Tabla 3.3 Muestras de microscopio de la Formación Springhill.

Muestra	Ubicación	Profundidad (m b.m.r.)	Clasificación	Contenido sílice (%)	Tamaño cristales (mm.)
PB3-3	Punta Baja 3	2404,48	Wacka cuarcítica fina- media	Qz:70	0,1-2,5
PB3-4	Punta Baja 3	2398,1	Cuarciarenita media	Qz:67	m:0,41 c:0,84
PB3-5	Punta Baja 3	2390,22	Wacka cuarcítica media	Qz:27	m:0,37 c:1,15
PB3-6	Punta Baja 3	2387,5	Subarcosa gruesa	Qz:72	m:0,37 c:1,5
VS 23	Victoria Sur 23	2326	Subarcosa fina	Qz: 59	0,25
VS39-2	Victoria Sur 39	2387,70	Subarcosa media	Qz:73	Moda:0,6 Centil:1,3

Las wackas presentan una matriz de arcilla, el tamaño de los clastos varía entre fino y medio. Las dos muestras de wackas obtenidas presentan baja esfericidad y mala selección (Figura 3.4). Difieren en redondeamiento. La wacka cuarcítica fina-media (PB3-3) tiene clastos angulosos, mientras que la wacka cuarcítica media tiene clastos redondeados.

Tabla 3.4 Madurez textural de las areniscas de la Formación Springhill.

Muestra	VS 23	VS 39-2	PB3-4	PB3-6
Clasificación	Subarcosa fina	Subarcosa media	Arenita media	Subarcosa gruesa
Esfericidad	Baja	Baja	Baja	Media
Redondeamiento	Subanguloso	Subredondeado	Redondeado	Subredoneado
Selección	Mala- moderada	Moderada	Moderada- buena	Muy buena
Madurez textural	Baja	Submadura	Submadura	Alta

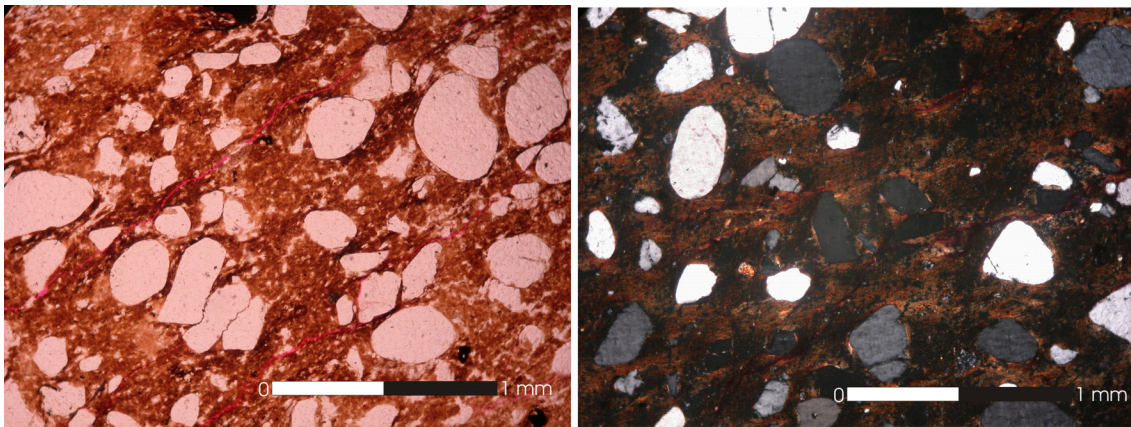


Figura 3.4 “Wacka cuarcítica media, muestra PB3-5”

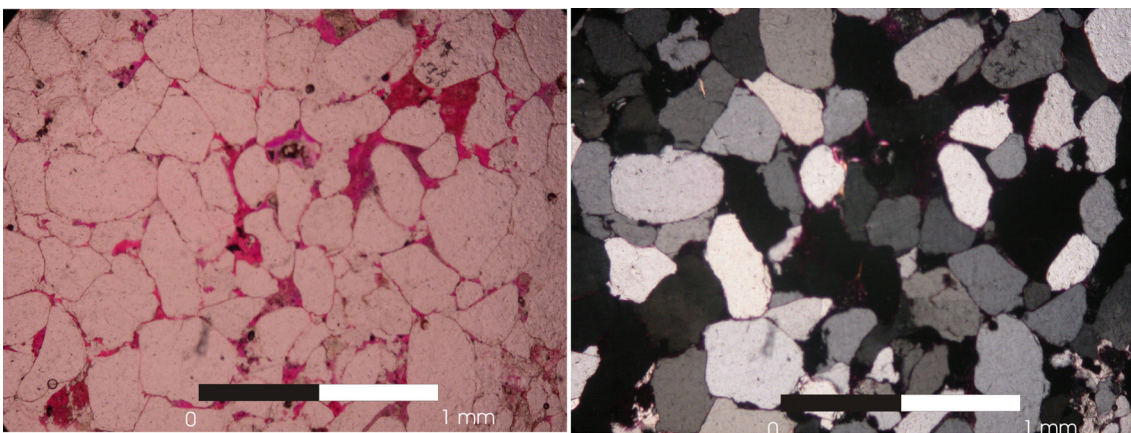


Figura 3.5. Subarcosa media, muestra VS 39.

CAPÍTULO 4. SEDIMENTOLOGÍA

4.1 ANÁLISIS DE LITOFACIES

La descripción estratigráfica de siete pozos permitió definir once litofacies para la Formación Springhill. El criterio de selección de testigos para su descripción está condicionado a la cantidad de metros de recuperación y su distribución espacial, para poder construir cuatro transectas con dirección oeste-este (Figura 4.1). Las transectas son perpendiculares a los altos del área de estudio para poder estudiar la distribución de las areniscas de la zona.

A continuación se presentan las facies definidas acorde a la litología y a las estructuras sedimentarias presentes.

Facies A

Esta facies corresponde a areniscas cuarcíferas limpias, de color blanco a grisáceo. El espesor promedio de estos cuerpos es de 5 metros, los que son observables en los pozos Punta Baja 3 (Figura 4.2), Victoria Sur 39 (Figura 4.3) y Sombrero 10 (Figura 4.4).

El tamaño de grano para estas areniscas varía de medio-grueso a grueso. La matriz está constituida de caolín, puede presentar cemento calcáreo. Son areniscas de texturas maduras, con buen redondeamiento y buena esfericidad. Presenta glauconita, la que constituye menos del 2% de la roca, además clastos arcillosos tobáceos de hasta 1,5 centímetros. La facies A presenta estratificación cruzada plana, clastos de carbón de 0,5 centímetros y restos de troncos carbonizados (Figura 4.4).

La madurez textural de las areniscas y la estratificación cruzada plana indican un ambiente de alta energía, con acción de las olas (Weimer et al., 1982). Estas arenas se interpretan como **barras marginales**, las que ocurren en frentes de playa con baja pendiente.

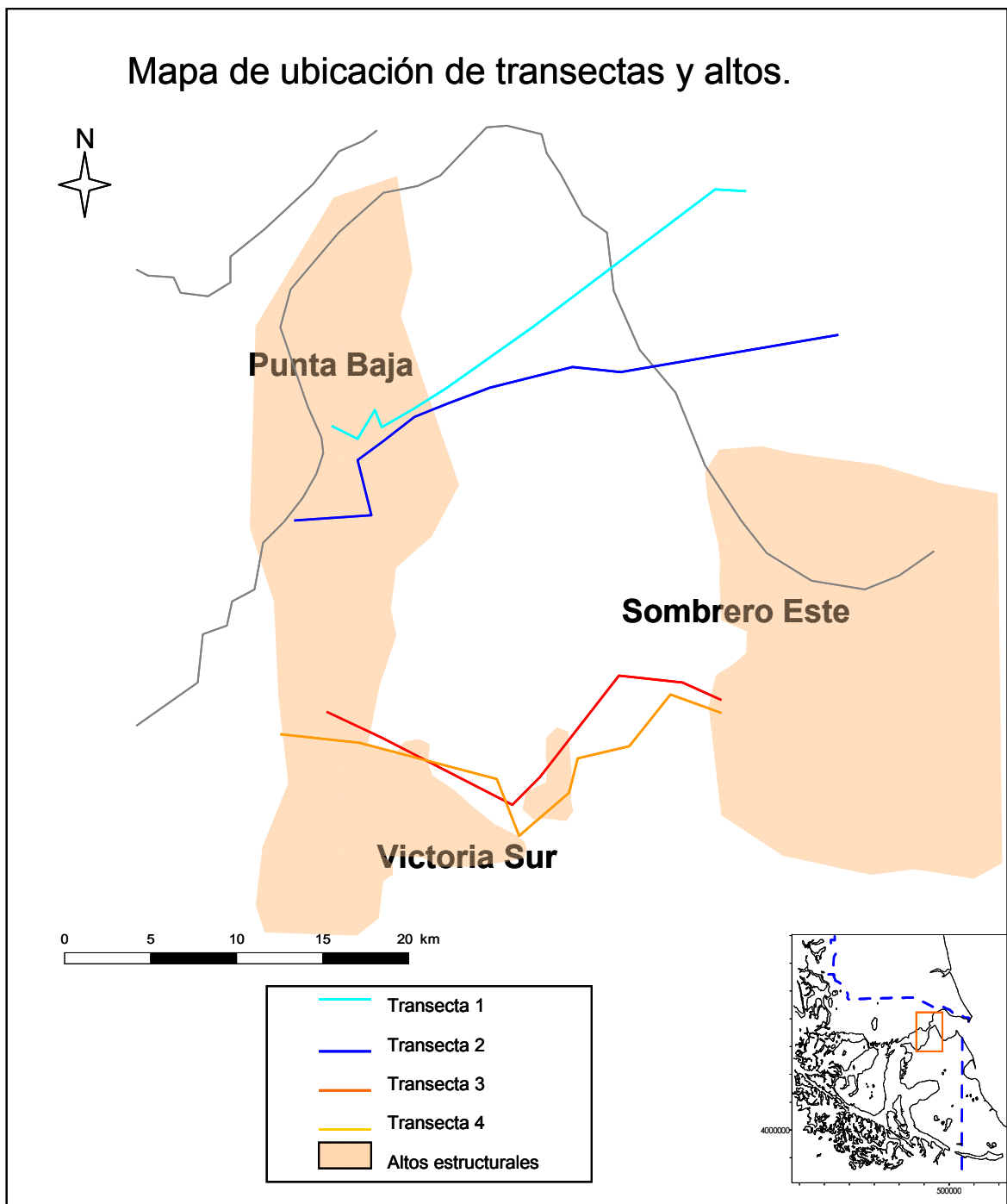


Figura 4.1. Mapa de ubicación para las transectas y altos en el área de estudio.

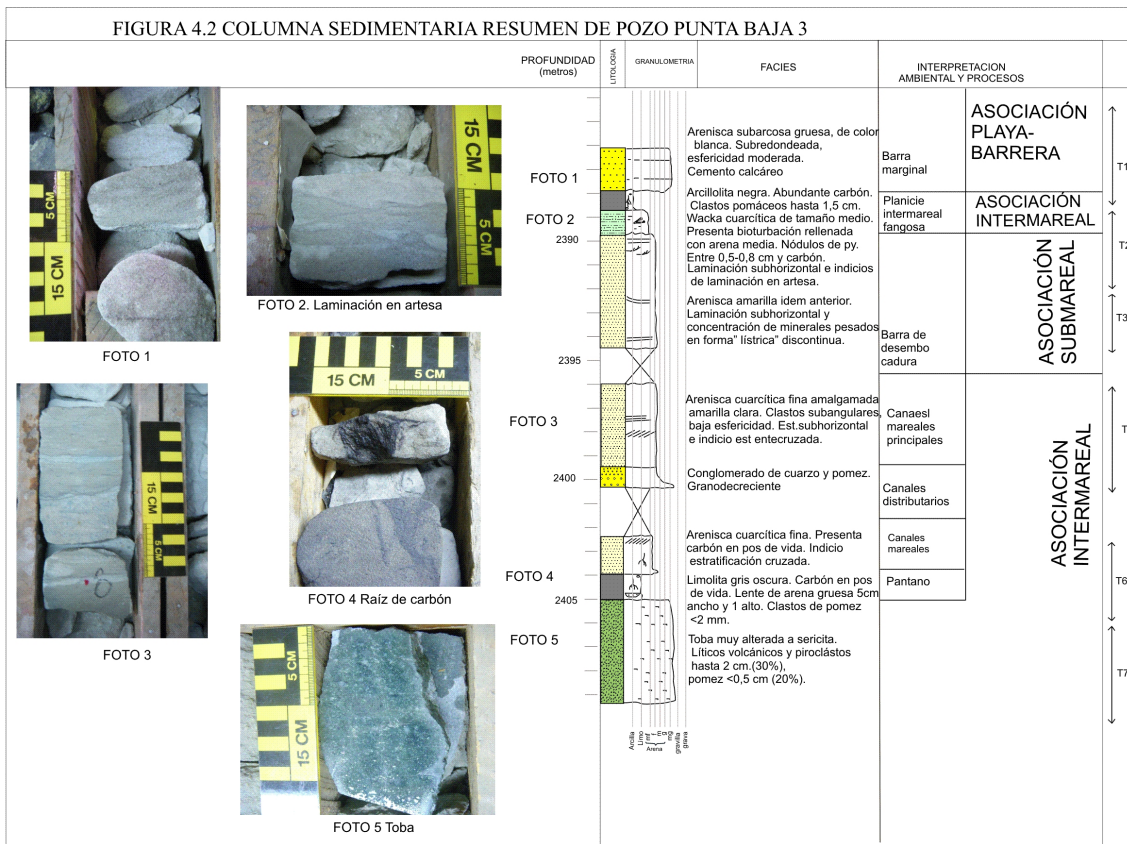


Figura 4.2. Columna sedimentaria resumen de pozo PB3.

FIGURA 4.3 COLUMNA SEDIMENTARIA RESUMEN DE POZO: VICTORIA SUR 39

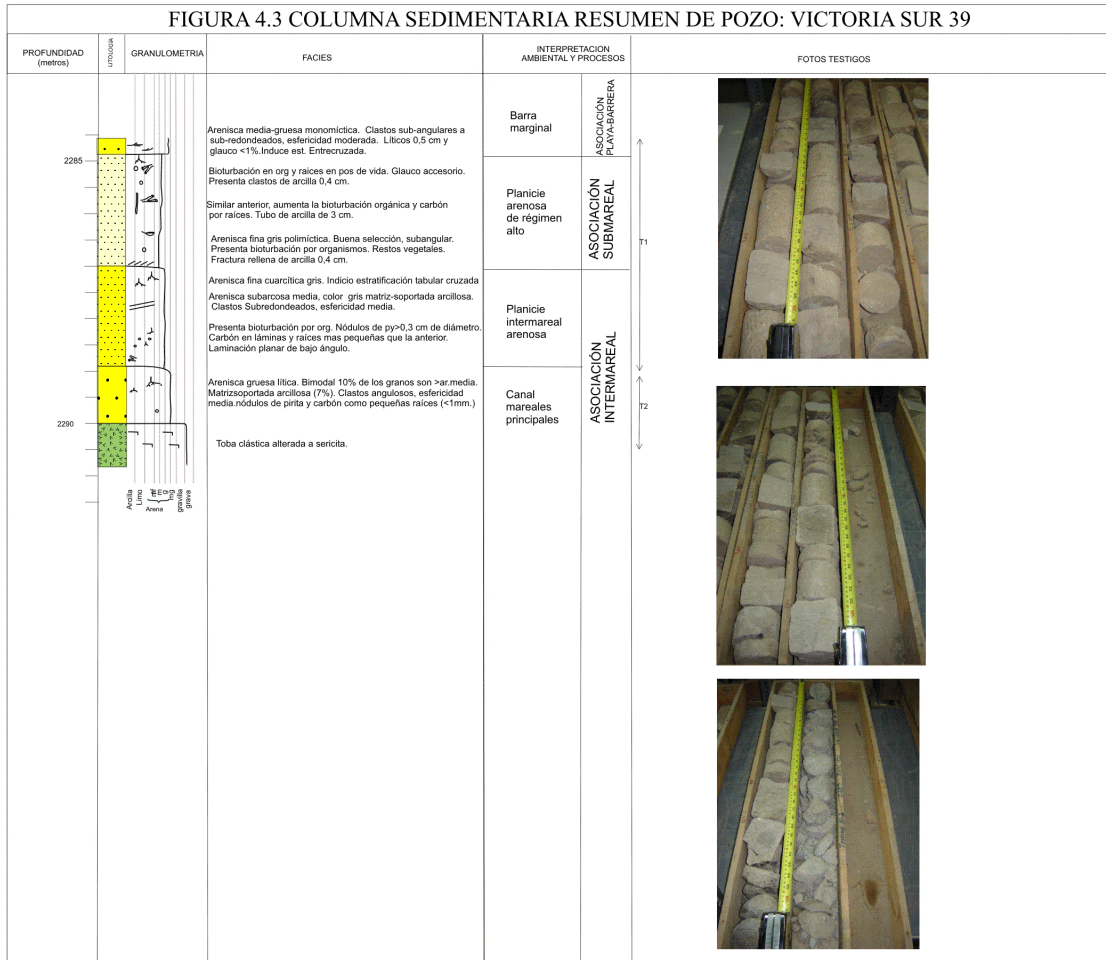


Figura 4.3. Columna sedimentaria resumen de pozo VS39.

FIGURA 4.4 COLUMNA SEDIMENTARIA RESUMEN DE POZO SOMBRERO 10

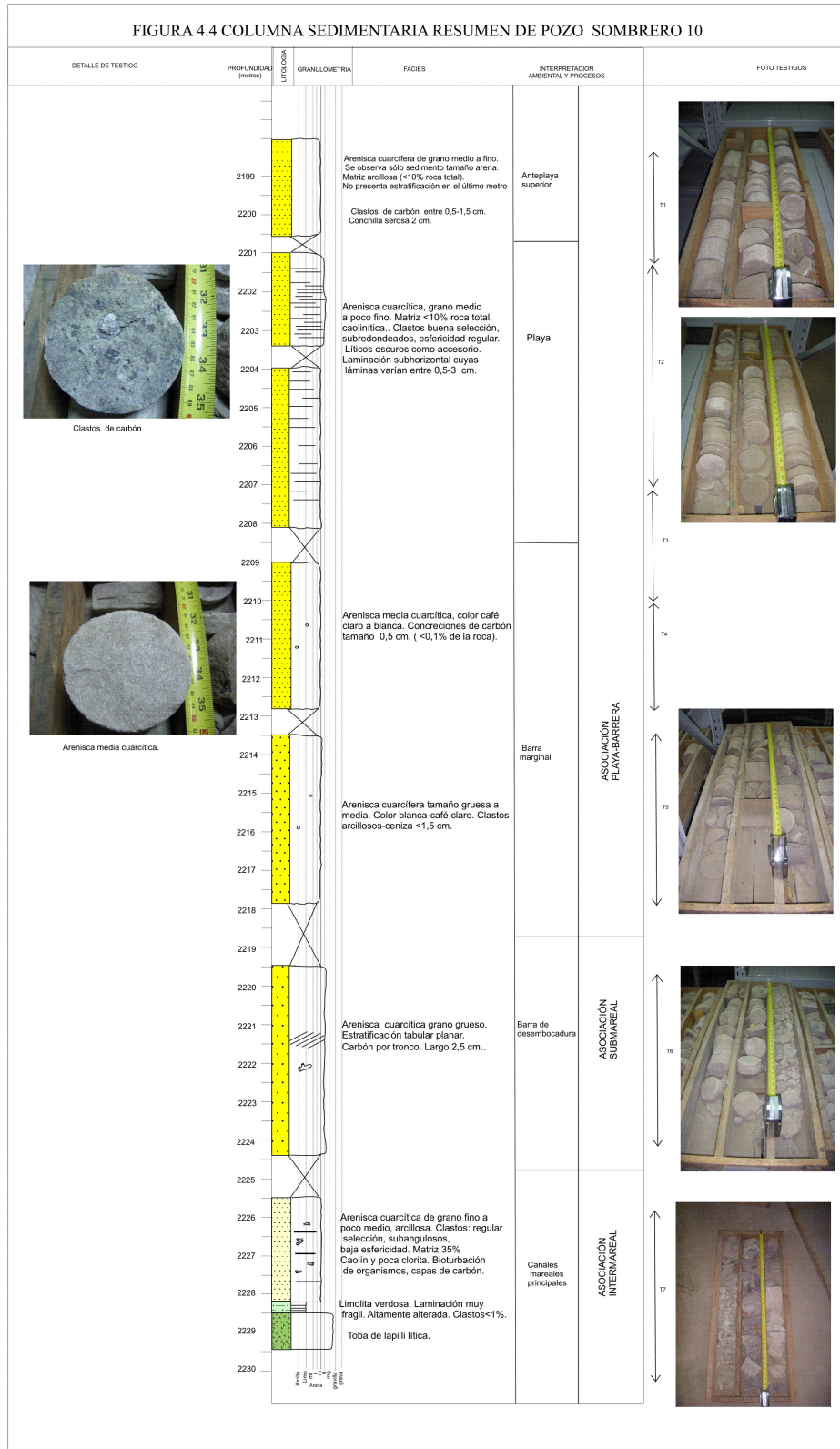


Figura 4.4. Columna sedimentaria resumen de pozo S10.

Facies B

Son areniscas de color blanco. Los cuerpos tienen entre 2 y 6 metros de espesor. Se encuentra en los pozos Manantiales Sur 1 (Figura 4.5), Punta Baja 3 (Figura 4.2), Sombrero 10 (Figura 4.4), Victoria Norte 5 (Figura 4.6), Victoria sur 23 (Figura 4.7) y Victoria Sur 39 (Figura 4.3).

Estas areniscas son principalmente cuarcíticas y arcosas. El tamaño de grano varía desde medio-fino a grueso. Los clastos tienen buena selección, esfericidad media y son subredondeados.

Las areniscas presentan estratificación cruzada en artesa (Figura 4.2), estratificación tabular plana y estratificación subhorizontal (Figura 4.5). Tienen abundantes restos de carbón y se encuentra fuertemente bioturbada por organismos, en menor medida presentan raíces en posición de vida, nódulos de pirita, y se observa contactos ondulados.

Las areniscas se interpretan como **barras de desembocadura**, que se caracterizan por ser areniscas de tamaño medio a grueso con estratificación cruzada en artesa y de dimensiones de pocos kilómetros de largo (lo que no es observable en los testigos) y un espesor de varios metros. El origen de estos cuerpos se asocia con lechos esturinos que bajan desde los altos y depositan su carga de manera progradacional (Reading, 1986; Sanchez, 1999). La mecánica de depositación corresponde a corrientes tractivas, con una disminución progresiva de la energía.

Las barras de desembocadura son características de las porciones submareales de ambientes macromareales (Hayes, 1975; Harris 1988). La bioturbación es probablemente debido a la lenta migración de estos cuerpos. La madurez de las areniscas, tanto texturalmente como composicionalmente (debido a la cantidad de cuarzo) indica un aporte activo de sedimento marino.

Facies C

La facies C corresponde a areniscas sublíticas de color blanco y café. El espesor de estos cuerpos varía desde 50 centímetros (correspondientes a un ciclo), hasta 2 metros. Estos cuerpos

se encuentran en los pozos Manantiales Sur 2 (Figura 4.8), Punta Baja 3 (Figura 4.2), Victoria Norte 5 (Figura 4.6), Victoria Sur 23 (Figura 4.7) y Victoria Sur 39 (Figura 4.3).

El tamaño de las areniscas varía entre grueso y conglomerádico. Son polimícticas y matriz-soportada. La matriz es arcillosa y puede presentar cemento de óxidos, varía entre 7 y 15% del total de la roca. Los clastos son de cuarzo (70-60%), líticos (20-30%) y feldespatos (10%), los líticos son volcánicos y pueden estar alterados a arcillas al igual que los feldespatos. Presenta glauconita como accesorio. Los clastos tienen mala selección, son subangulosos y de esfericidad moderada, lo que indica una inmadurez textural.

Los cuerpos presentan estratificación cruzada en artesa (Figura 4.5), capas lenticulares con granos más gruesos y bioturbación por organismos en menor medida y pequeñas raíces en posición de vida.

Las areniscas de grano grueso y los conglomerados líticos, en base de la estratificación cruzada, horizontes de raíces y la ausencia de fósiles marinos se interpretan como **canales distributarios y abandono de canales.**

La energía hidráulica de los canales distributarios determina el tamaño de los sedimentos y el espesor del depósito. El tamaño grueso de grano del relleno de los canales sugiere que los canales tuvieron una baja sinuosidad (Bridge et al., 2000). Las pequeñas raíces en posición de vida y la bioturbación por organismos evidencian la migración lateral de los canales con cambios a un ambiente de orillas fluviales o marismas. La glauconita como accesorio indica una leve interacción de mareas en los canales distributarios.

Facies D

Estas facies están compuestas de areniscas de color café, arcillolitas de color gris oscuro y lentes conglomerádicos. El espesor de estos cuerpos es de 2 metros, y se observan en los pozos Manantiales Sur 1 (Figura 4.5), Punta Baja 3 (Figura 4.2), Victoria Norte 5 (Figura 4.6).

Las areniscas son sublíticas y polimícticas, presentan abundante matriz (alcanzando el 35% del total de la roca, en Sombrero 10). Los clastos son de tamaño variable, desde fino a

grueso. Son de cuarzo (45-70%), líticos (20-40%) y feldespatos (10-20%), tienen mala selección, baja a media esfericidad y son subangulares.

Se identifican varios cuerpos granodecrecientes amalgamados observables en el pozo Manantiales Sur 1. Presentan estratificación cruzada en artesa y estratificación heterolítica ondulosa (*wavy*) y lenticular. Las bases son erosivas. Presentan raíces en posición de vida, clastos tobáceos y estructuras de escape de agua.

El tamaño de grano medio a grueso, la amalgamación de cuerpos representada por las bases erosivas, la estratificación cruzada en artesa y la estratificación heterolítica se interpretan como **canales principales mareales**.

La velocidad de las corrientes mareales de flujo y reflujos disminuyen hacia el continente. Por consiguiente los sedimentos adyacentes al canal son arenosos y pasan gradualmente a fangosos cerca de la línea de marea alta (Walter, 1992).

La estratificación heterolítica ondulosa y lenticular se producen por decantación de arcilla durante los cambios de mareas y la expansión y contracción de los estratos.

Facies E

Esta facies corresponde a arcillolitas de color gris y lutitas de color negro. El espesor de estos cuerpos supera los 25 metros y se encuentran en los pozos Manantiales Sur 1 (Figura 4.5) y Victoria Norte 5 (Figura 4.6).

Estas arcillolitas son muy carbonosas y están intercaladas por delgadas lentes de arenisca gruesa. Presentan capas de carbón, restos vegetales y raíces en posición de vida de 2 cm de largo. Presentan laminación cruzada y concreciones de pirita de tamaño 1 centímetro, además de estratificación ondulosa observable en el pozo Manantiales sur 1_(Figura 4.5).

El tamaño de grano limoso, la alta presencia de materia orgánica en posición de vida y el gran espesor de los cuerpos se asocian a **planicies supramareales**.

Las planicies supramareales son áreas que sólo son inundadas durante las mareas altas vivas y, debido a las tormentas, forzando al agua sobre su posición de marea máxima. En las zonas supramareales la estratificación puede destruirse debido a raíces. Las areniscas gruesas intercaladas corresponden a pequeños arroyuelos secundarios (Weimer et al., 1982).

Facies F

Corresponden a arcillolitas negras intercaladas con wackas cuarcíticas y subarcosicas. Los espesores de estos cuerpos no superan los 2 metros. Se encuentran en los pozos Manantiales Sur 2 (Figura 4.8) y Punta Baja 3 (Figura 4.2).

Las arcillolitas presentan abundante carbón en delgadas capas, raíces en posición de vida y, en menor medida, clastos pomáceos de tamaño 1,5 cm. Las wackas son de tamaño medio (Figura 4.8); su composición es cuarzo principalmente y en menor medida feldespatos. Estos clastos son de mala selección, mala esfericidad y subangulosos. Presentan bioturbación rellena con areniscas de tamaño medio y color café. Además hay nódulos de pirita cuyo tamaño es menor al centímetro.

La granulometría fina y la inmadurez textural de los depósitos, indican un ambiente de baja energía. Las **planicies intermareales fangosas** usualmente están altamente bioturbadas. Horizontes de raíces pueden ser preservados. Las planicies intermareales fangosas se encuentran más cerca del continente que las planicies intermareales arenosas (Weimer et al., 1982).

Facies G

La facies G está compuesta por areniscas cuarcíferas intercaladas con wackas líticas. Las areniscas son de color blanco a blanco-pardo, mientras que las wackas son de color gris. Los espesores de estos cuerpos varían entre 2 y 6 metros. Se encuentran en los pozos Manantiales Sur 2 (Figura 4.8), Punta Baja 3 (Figura 4.2), Sombrero 10 (Figura 4.4), y Victoria Norte 5 (Figura 4.6) y Victoria Sur 23 (Figura 4.7).

El tamaño de los clastos varía entre fino y medio-grueso, siendo el tamaño medio lo predominante. Presentan escasa matriz. Los clastos son de cuarzo principalmente y líticos (menos

del 5% de la roca), que son subredondeados a subangulosos y presentan buena selección. Las areniscas están altamente bioturbadas por organismos, presentan carbón en capas continuas y discontinuas. Se observa estratificación flaser, capas delgadas de arcilla, estratificación heterolítica lenticular, ondulosa (Figura 4.7) y estratificación tabular plana cuyas capas tienen un espesor de 5 centímetros. Existen raíces en posición de vida. Se observan además nódulos de pirita entre 1 y 1,3 cm.

Las areniscas y wackas con capas de limo y arcilla, constituyen una de las características principales en los depósitos de **planicies intermareales arenosas**, las que se representan en la estratificación tipo flaser, ondulosa y lenticular (Clifton, 1982).

Las planicies arenosas ocupan las áreas más cercanas a la línea de marea baja, y son sujetas a la acción más fuerte de corrientes y olas (Weimer, 1982).

Facies H

La facies H corresponde a lutitas negras que presentan laminación paralela, láminas de carbón, carbón como raíces y restos vegetales (Figura 4.2). En menor medida tiene clastos pumíceos de 1,5 cm de tamaño, observable en el pozo Punta Baja 3 (Figura 4.2). El espesor de estos cuerpos varía entre 1 y 3 metros.

Estas arcillolitas se interpretan como zonas de muy poca energía, donde la mecánica de depositación es por decantación, dentro de **marismas**. Se puede incluir en las facies de planicies supramareales; sin embargo el espesor de esta facies es mucho menor. Además pueden incluirse en zonas intermareales fangosas.

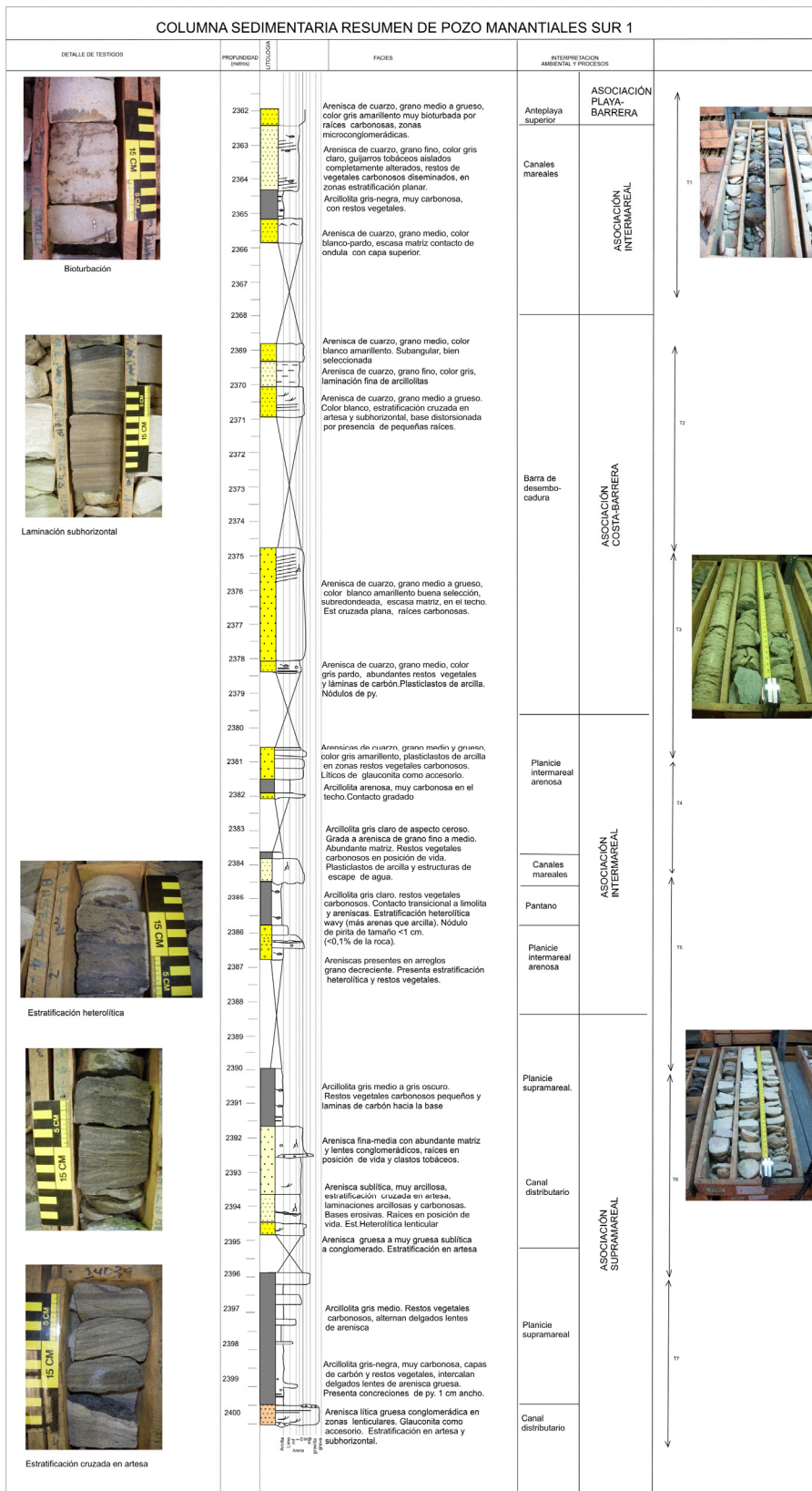


Figura 4.5. Columna sedimentaria resumen de pozo MS1

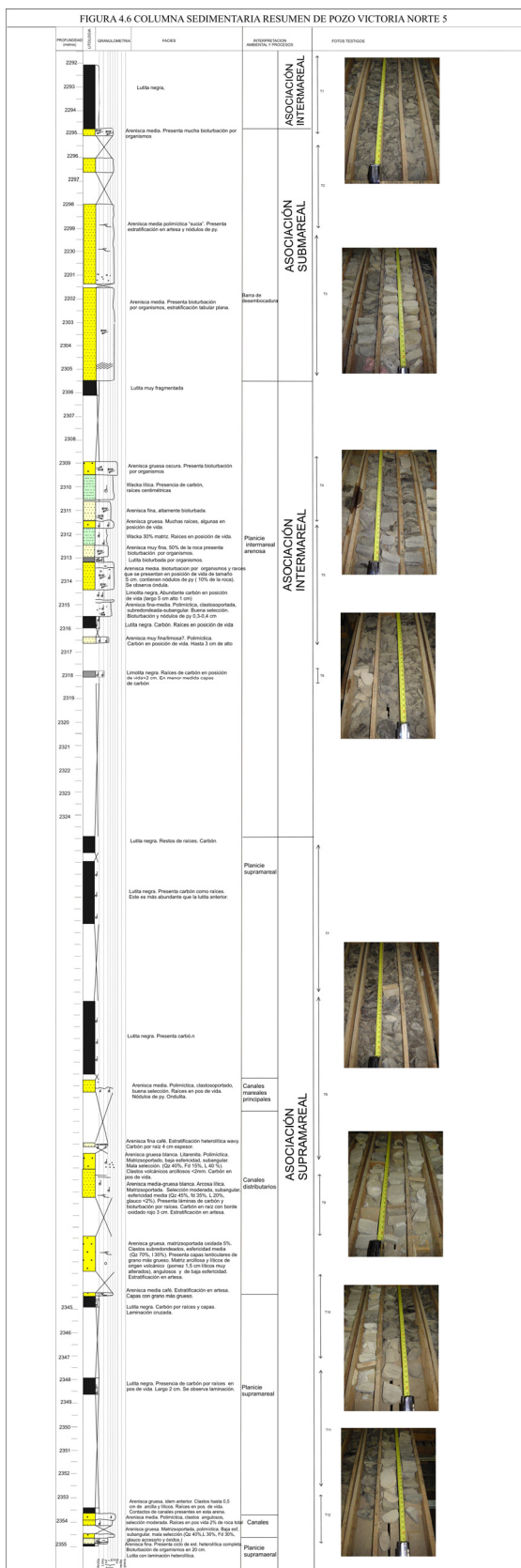


Figura 4.6. Columna sedimentaria resumen de pozo VN5.

FIGURA 4.7 COLUMNA SEDIMENTARIA RESUMEN DE POZO VICTORIA SUR 23

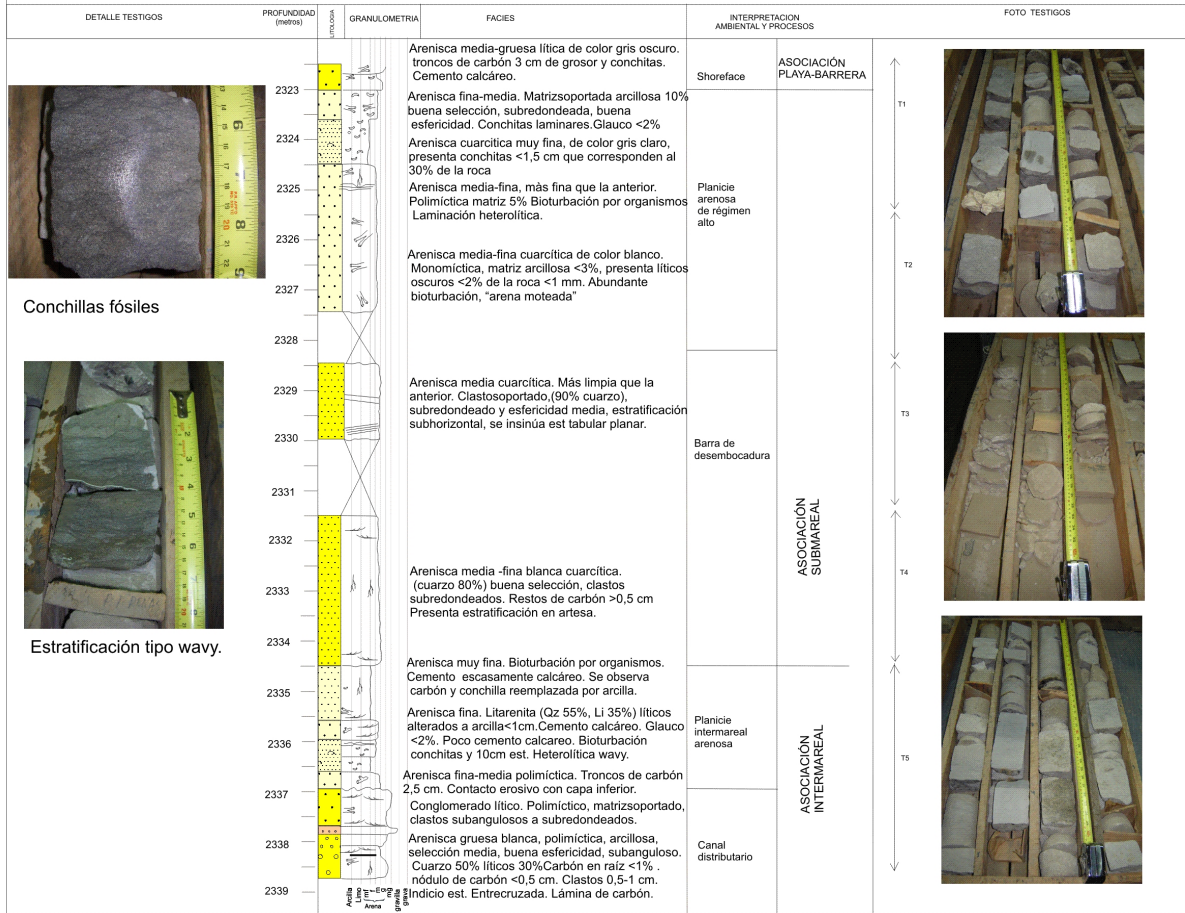


Figura 4.7. Columna sedimentaria resumen de pozo VS23.

FIGURA 4.8 COLUMNA SEDIMENTARIA RESUMEN DE POZO MANANTIALES SUR 2

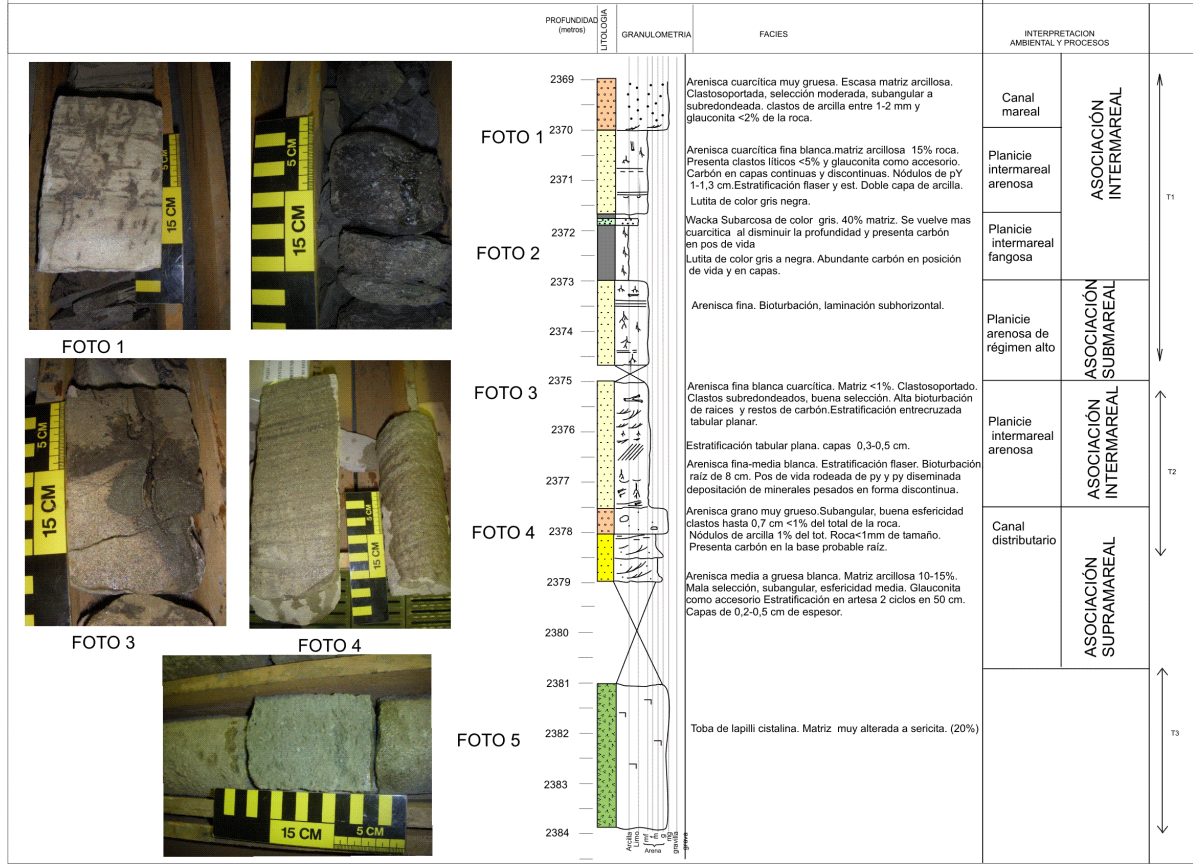


Figura 4.8. Columna sedimentaria resumen de pozo MS2.

Facies I

Las facies I son areniscas de color blanco. El espesor de estos cuerpos alcanza los 10 metros y se ubican en el sector del pozo Sombrero 10_(Figura 4.4).

El tamaño de grano de las areniscas es principalmente medio, aunque varía desde fino a grueso. Estas arenas están constituidas principalmente de cuarzo (80-90%), además de feldespatos (10-15%) y líticos (5-10%). Las areniscas presentan escasa matriz de arcilla (menor al 10% de la roca). Los granos son subredondeados y con esfericidad moderada, por lo que presenta buena madurez textural.

Presentan estratificación subhorizontal cuyas láminas varían entre 0,5 y 3 cm y estratificación tabular plana (Figura 4.4). Se observan clastos redondeados de carbón como accesorio.

La madurez textural de los sedimentos correspondientes a estas facies indica un ambiente de alta energía, proporcionado principalmente por olas, donde los sedimentos estuvieron expuestos a estos procesos un tiempo prolongado. En este ambiente son escasas las partículas hidráulicamente livianas, por lo que arcillas y fragmentos vegetales no son comunes. Esta facies es muy similar a la facies A, la diferencia la otorga la estratificación subhorizontal característica de la facies **playa** y ausente en la facies barra marginal.

Facies J

Estas facies están compuestas por areniscas cuarcíferas de color gris oscuro, de aspecto masivo y muy disgregable. El espesor de estos cuerpos no fue posible identificar en los testigos. Estas facies son reconocibles en los pozos Manantiales Sur 1 (Figura 4.5), Sombrero 10 (Figura 4.4), Victoria Sur 23_(Figura 4.7).

Corresponden a areniscas de tamaño medio a grueso, escasa matriz arcillosa (sólo observable en Sombrero 10, Figura 4.4) que no supera el 5% de la roca total. Los clastos son subredondeados; presentan esfericidad moderada.

Se observan estratificación cruzada, glauconita entre 1 y 2% de la roca total, restos de troncos y conchillas. Presenta cemento calcáreo.

Las texturas maduras corresponden a un medio de alta energía. El buen redondeamiento se asocia con la energía dominada por las olas. La presencia de conchillas y el aumento de glauconita indican un ambiente más profundo. Esta facie se interpreta como **anteplaya superior**. El frente de playa se extiende en profundidades someras (entre 5 y 20 metros), donde existe una disminución en la pendiente hacia el nivel de la plataforma.

Facie K

La facies K corresponde a areniscas sublíticas y subarcólicas arcillosas de tamaño muy fino a fino, de color blanco a amarillo claro. El espesor de estos cuerpos varía entre 2 y 10 metros. Se encuentran en los pozos Manantiales Sur 2 (Figura 4.8), Victoria Sur 23 (Figura 4.7), y Victoria Sur 39 (Figura 4.3).

Su matriz es arcillosa y corresponde a menos del 10% del total de la roca. Los líticas están alterados a arcilla. Las areniscas presentan glauconita (hasta 2% de la roca total). Los clastos varían de subangulares a subredondeados y tienen baja esfericidad. Las areniscas presentan escaso cemento calcáreo, laminación subhorizontal, estratificación tabular plana, bioturbación por organismos y conchillas de 1,5 centímetros (constituyendo el 30% de la roca total en el pozo Victoria Sur 23, Figura 4.7), además de capas de concentraciones de minerales pesados.

La presencia de glauconita indica un ambiente marino. La estratificación plana indica alta energía, mientras que la presencia de arcilla descarta la acción de las olas. Una facie con granulometría fina, alta energía y estratificación subhorizontal se interpreta como **planicies arenosas de régimen alto**.

4.2. ASOCIACIONES DE FACIES

Las facies sedimentarias descritas en la sección anterior, se pueden agrupar en cuatro asociaciones de facies para la Formación Springhill en el Sector Punta Espora y Victoria-Sombrero. Estas asociaciones se establecieron acorde a la fluctuación del nivel del mar.

4.2.1. Asociaciones Supramareales

Las facies planicies supramareales (facies E), marismas (facies H), y canales distributarios (facies C) pertenecen a esta asociación. En general, predomina la granulometría fina, caracterizada por las arcillolitas y lutitas con restos vegetales, raíces y carbón (Figuras 4.5, 4.6, 4.8). Las areniscas que aparecen intercaladas entre las fangolitas se asocian a depósitos de relleno de canal. En las planicies supramareales los canales son rectos, tienen pocos tributarios y son simétricos en una sección (Clifton, 1982). Durante las mareas altas vivas, el agua marina entra a través de estos canales antes de desbordarse y cubrir las planicies

Esta asociación se desarrolla en las partes continentales más altas del ambiente depositacional; son zonas subaéreas que sólo son inundadas por el mar durante las mareas altas vivas y debido a tormentas. Esto permite el desarrollo de ambientes sub-aéreos amplios y constantes en el tiempo, como marismas, planicies supramareales y canales con interacción del mar limitada (Figura 4.6). Es una zona de alta energía provocada principalmente por la acción del río.

4.2.2. Asociaciones Intermareales

Las facies planicies intermareales arenosas (facies G), planicies intermareales fangosas (facies F) y canales mareales (facies D) conforman esta asociación. La granulometría es variable, permitiendo lugares caracterizados por arcillolitas y wackas, las que presentan bioturbación y areniscas de tamaño variable desde fino a grueso, presentando alta bioturbación y estratificación flaser, ondulosa y lenticular (Figuras 4.2., 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8).

En las zonas cercanas al mar hay más oleaje; la orilla de playa es transportada hacia las planicies fangosas, por lo que dependerá de la posición de la planicie con respecto a las mareas la relación de fango-arenas en las planicies. El contacto vertical entre estas capas de distinta granulometría es nítido, a no ser que la bioturbación las mezcle y genere arenas fangosas o limo-arenosas (Clifton, 1982).

Las planicies intermareales fangosas (Figura 4.2, 4.8.) están cortadas por canales que desembocan en el mar y están sujetas a la acción de las corrientes mareales, por lo que esta asociación se desarrolla en un ambiente de energía media, protegido de la acción de olas y corrientes litorales. La morfología de los canales dependerá del tipo de planicie que están atravesando. Los canales que atraviesan planicies intermareales arenosas son bastante rectos y tienen pocos tributarios, mientras que los canales que atraviesan a las planicies intermareales fangosas son dendríticos, más sinuosos, y tienen barras de punta bien desarrolladas (Clifton, 1982).

4.2.3. Asociaciones submareales

Esta asociación está conformada por las facies barras de desembocadura (facies B) y planicies arenosas de régimen alto (facies K) (Figuras 4.2, 4.3, 4.6, 4.4, 4.7, 4.8)

La granulometría media gruesa de la facies B y la laminación subhorizontal son indicadores de alta energía al momento de la depositación (Dalrymple, 1992b).

Las asociaciones submareales se desarrollan en las partes expuestas continuamente a la acción de las mareas en el ambiente depositacional, siendo la zona con máxima energía del sistema.

4.2.4. Asociaciones de playa- barrera

Esta asociación está caracterizada por las facies de barras marginales (facies A), playas (facies I), y frente de playa (facies J). Está sujeta a la acción de las corrientes de las olas y las

corrientes litorales, lo que produce el retrabajo constante de las arenas, que presentan una muy alta madurez (Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.7).

Constituyen depósitos de texturas maduras y bien seleccionados, los variados tipos de estratificación supone que estas arenas se depositaron en ambientes altamente energéticos.

4.3. AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Las asociaciones supramareales, intermareales y submareales se pueden interpretar como un estuario o delta dominados por mareas. Debido a la similitud entre las facies y arquitectura de un delta y un estuario dominado por mareas resulta problemático distinguirlos, especialmente en subsuperficie. Para poder hacer una distinción entre ambos ambientes se consideran las siguientes características:

En los ambientes tipo delta dominado por mareas, las planicies mareales son disectadas por riberos con patrones de canales altamente meándricos, los que generan depósitos de barra de punta correspondientes a areniscas muy finas no presentes en las facies descritas.

En un delta dominado por mareas, se producen barras de arena mareales, equivalentes a las barras de desembocadura; estas barras pueden alcanzar un relieve entre 15 y 20 metros (Dalrymple, 1992). En este trabajo, el espesor de la facies B es menor y concuerda con el tamaño de las barras de desembocadura, ente 5 y 8 metros.

La columna tipo de la zona de estudio, presenta en su base la asociación supramareal, integrando las facies canales distributarios y planicies supramareales. A esta asociación la sobreyacen facies de planicies intermareales y canales mareales correspondientes a la asociación intermareal. Sobre ésta están presentes facies de barras de desembocadura y planicies arenosas de flujo de régimen alto (Figura 4.9). Esta sucesión vertical es observable en el pozo Manantiales Sur 2 (Figura 4.8). En las columnas Victoria Sur 23 (Figura 4.7) y Victoria Sur 39 (Figura 4.3), se observa que las facies de planicies arenosas de régimen alto están sobre las barras de desembocadura, lo que ocurre en ambientes transgresivos; si estuviesen bajo las barras, sería una situación regresiva (Dalrymple, 1992b).

La sucesión vertical presente en la columna tipo, muestra la distribución de litofacies resultantes por transgresión en un estuario (Dalrymple, 1992b), mientras que la columna tipo para un delta dominado por mareas, consiste en una sucesión granocreciente provocada por la progradación del delta, originado en un evento regresivo.

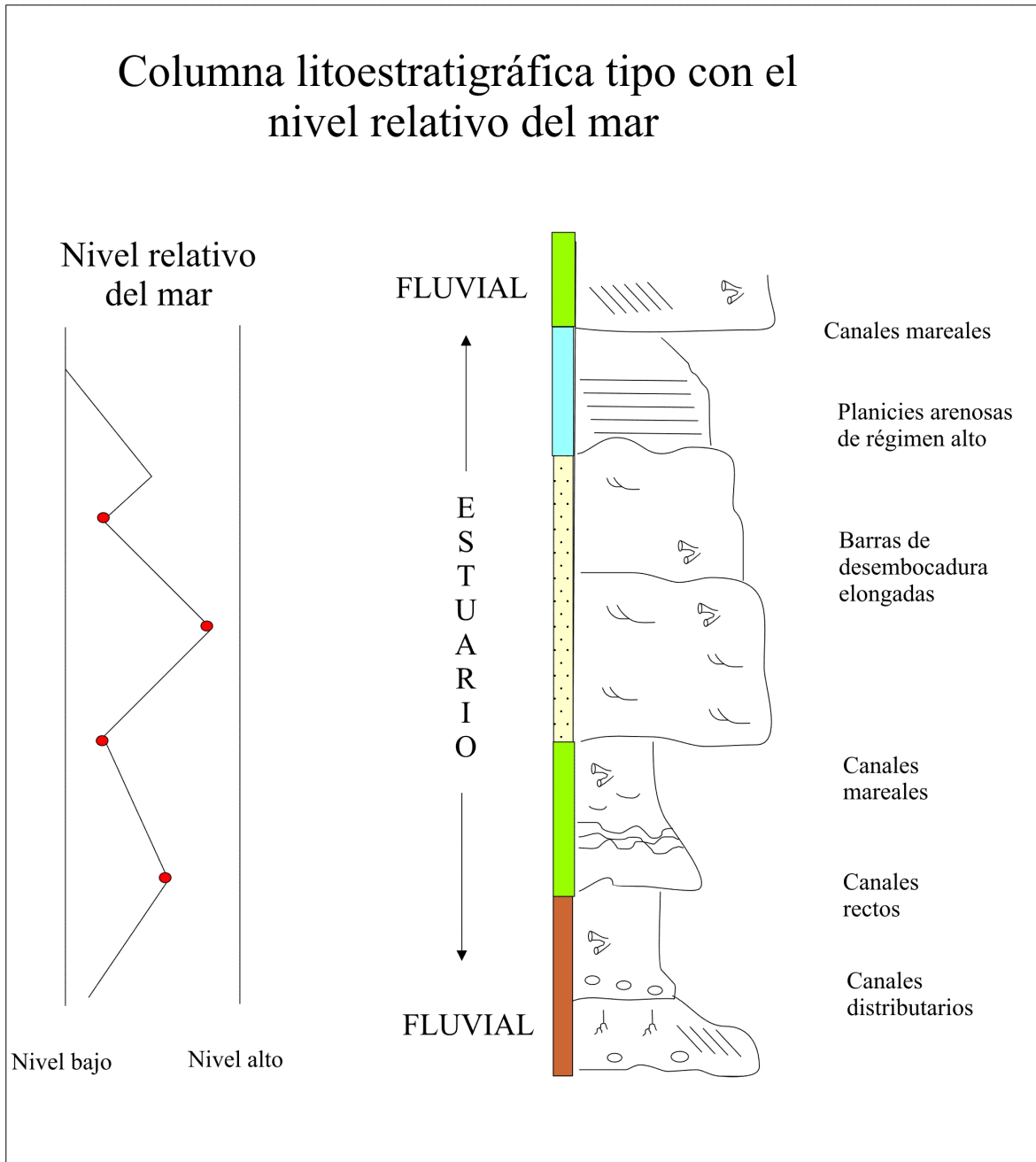


Figura 4.9. Columna litoestratigráfica tipo.

Las razones antes mencionadas, indican que las asociaciones supramareales, intermareales y submareales se pueden interpretar como asociaciones pertenecientes a un estuario dominado por mareas. Sin embargo, la asociación playa-barrera indica acción de las olas, por lo que al integrar todas las asociaciones se infiere un estuario mixto, principalmente influenciado por la energía de las mareas y en menor medida por la acción de las olas. Para este caso el estuario mixto se puede subdividir en cuatro zonas con energía diferente, lo que provoca diferencias en sus facies (Figura 4.10).

La zona más cercana al continente se denomina “cabeza del estuario”; es una zona de alta energía dominada por el río, el que presenta una morfología recta y genera depósitos aluviales con interacción de mareas limitada, ocasionada por las tormentas. Esta zona corresponde a las asociaciones supramareales (Dalrymple, 1992b, Figura 4.10).

Hacia el continente, existe una zona sometida a las influencias mixtas de mareas y ríos, en donde el río presenta una morfología recta-meándrica-recta. Esta zona corresponde a las asociaciones intermareales; coincide con la zona de menor energía del sistema estuarino ya que interactúan las mareas y el río, disminuyendo la energía, por lo que los sedimentos fangosos se acumulan principalmente en las planicies mareales y marismas, a lo largo de los bordes del estuario (Figura 4.10).

La energía de las corrientes de marea domina en la boca del estuario, edificando barras de desembocadura pertenecientes a las asociaciones submareales. Estas barras están retrabajadas por la acción de las olas, lo que se refleja en la madurez característica de estos depósitos. Las planicies arenosas de régimen alto están situadas sobre las barras de desembocadura; estas presentan un patrón de canales amplio donde el estuario es ancho, lo que disminuye hacia el continente generando la forma de embudo (Figura 4.10).

Por último, existe una zona influenciada por las olas, cuyo retrabajo es mayor que en la zona anterior. Se ubica a los costados del estuario, correspondiente a las asociaciones de playa-barrera, las que alcanzan un desarrollo moderado, permitiendo el ingreso libre de las mareas al continente, lo que imposibilita la generación de facies más finas (Figura 4.10).

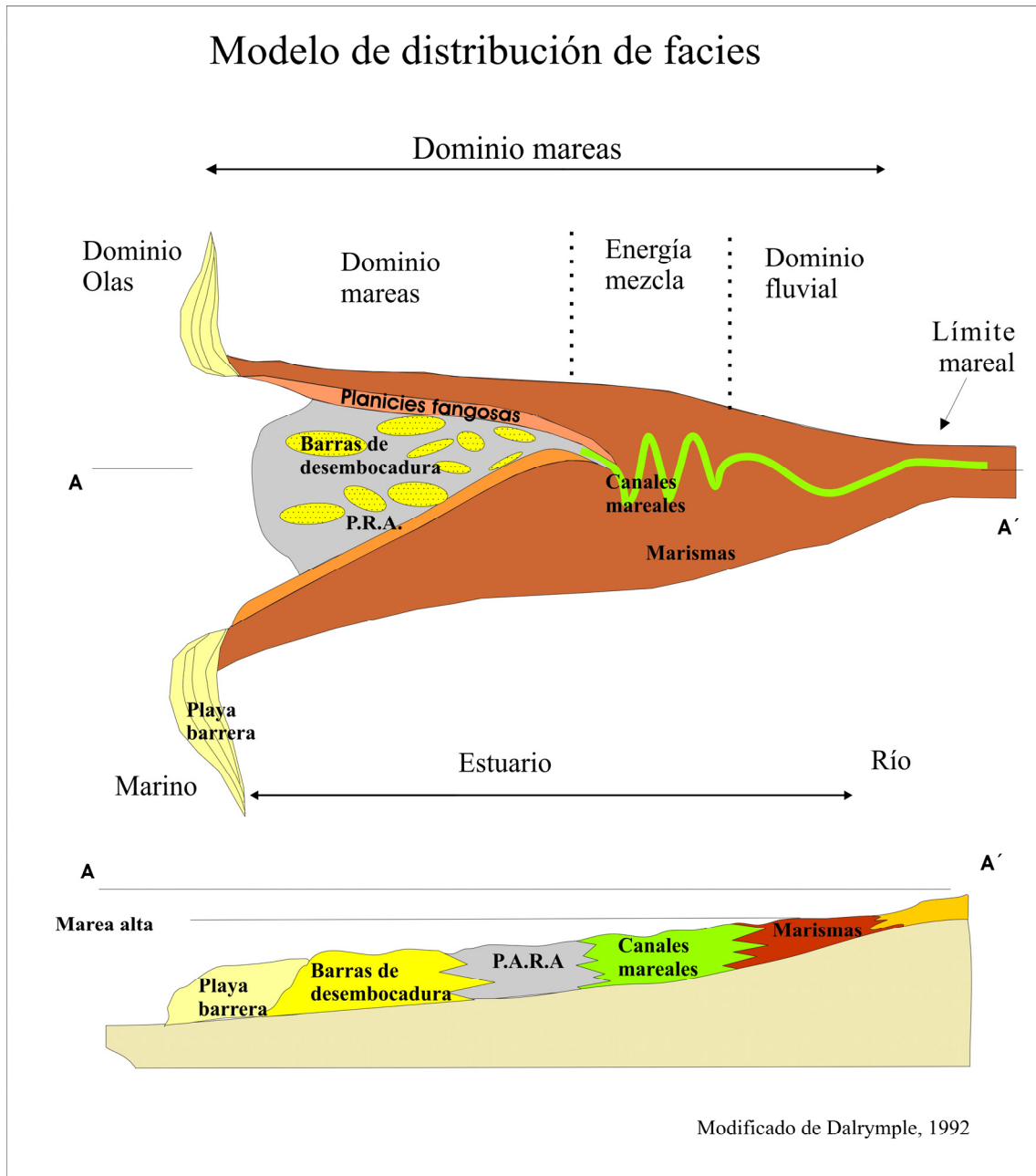


Figura 4.10. Modelo de distribución de facies para un estuario mixto.

CAPÍTULO 5: USO DE PERFILES DE POZO PARA LA CARACTERIZACIÓN E INTERPRETACIÓN DE SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS Y AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

5.1 REGISTRO GEOFÍSICO

Los perfiles de pozo son gráficos que representan valores de una medida continua de alguna propiedad física de la roca, respecto a su profundidad, obtenidos directamente sobre las paredes de un sondaje. Los pozos de la zona de estudio tienen perfiles de potencial espontáneo y resistividad. Algunos pocos pozos cuentan con rayos gamma. La falta de perfiles eléctricos en los pozos se debe a la antigüedad de la mayoría de estos.

A continuación se describen los conceptos más importantes para los perfiles presentes.

5.1.1 Curva de potencial espontáneo (SP)

La curva SP mide el potencial eléctrico natural (voltaje) entre un electrodo móvil en el pozo y un electrodo de referencia en la superficie.

El principal uso del SP es calcular la resistividad del agua de una formación y estimar la permeabilidad de las rocas. Además se utiliza para estimar el volumen de lutita; indicar facies y, en algunos casos, para correlacionar.

Este potencial existe por la diferencia electromagnética entre el agua de la roca y el lodo de perforación y por el efecto selectivo de iones de las lutitas. El potencial es medido en milivoltios (mV), y su valor absoluto depende de la salinidad del lodo de perforación (Schlumberger, 1989).

Los valores son leídos relativos a la línea cero o línea base de lutita. Cualquier desviación desde esta línea indica rocas permeables, aunque la magnitud de la desviación no está necesariamente relacionada con el grado de permeabilidad de la roca.

El registro SP también está comúnmente relacionado al tamaño relativo de grano y puede ser usado para identificar ciclos.

5.1.2. Registro de resistividad

Mide la habilidad de una formación para conducir corrientes eléctricas. La mayoría de los materiales en las rocas son no-conductores, mientras que los fluidos en ellas son conductores. Los hidrocarburos son la excepción en conductividad de fluidos, y, por el contrario, son infinitamente resistivos.

Los registros de resistividad son usados principalmente para encontrar ocurrencias de petróleo. La textura de la roca está también involucrada en su conductividad, determinando la longitud de la corriente eléctrica en la manera en que los poros están conectados, como también el volumen del fluido.

La resistividad de formación puede contribuir con información de litología, textura, facies, sobrepresión y aspectos de la roca fuente.

5.1.3. Rayos gamma

Los rayos gamma son ondas electromagnéticas emitidas espontáneamente por elementos radioactivos. Estos rayos muestran la radioactividad natural de formaciones, la que se debe a la concentración natural de uranio, torio y potasio. La intensidad de radioactividad tiene unidad API (*American Petroleum Institute*).

El promedio de radioactividad más alto de todas las rocas sedimentarias, se muestra en la lutita. Esto se debe a que los elementos radioactivos tienden a concentrarse principalmente en las arcillas que conforman una lutita.

Este perfil es muy útil en la detección de capas arenosas y arcillosas. Es por esto que se puede considerar como un perfil litológico que puede ser utilizado para la correlación regional entre distintos pozos de un área determinada (Rider, 1996).

5.2. CORRELACIÓN ENTRE PERFILES ELÉCTRICOS

Resulta de gran utilidad correlacionar perfiles eléctricos, para así poder realizar perfiles geológicos y analizar facies. En la actualidad existen tres métodos principales para correlacionar estratigráficamente entre los distintos perfiles: Capa guía, patrón de correlación y técnicas de corte (Rider, 1996).

5.2.1 Capa guía

La respuesta en el registro de pozo de una capa particular o un conjunto de éstas, puede ser usada como nivel guía, aunque su litología sea desconocida. Este conjunto de capas, de distribución regional, comúnmente resultan de episodios de transgresión-regresión y erosivos, por lo que estas guías son utilizadas, con ciertas excepciones, para definir unidades alostratigráficas (Rider, 1996).

5.2.2 Patrón de correlación

Esta técnica implica reorganizar e igualar distintos patrones de perfiles, a partir de algún criterio previamente definido. Puede representar sucesiones verticales de facies con sus variaciones laterales, y representar límites concordantes. Trabajando a una escala sobre metros a decenas de metros, las unidades que serán definidas deben seguir un criterio geológico predefinido por el marco geológico en que se emplazan los pozos (obtenidos por muestras litológicas de los pozos y afloramientos).

La correlación es facilitada al definir un nivel trazador común a todos los perfiles utilizados. Cada registro de pozo es nivelado a este nivel trazador, ubicado sobre las unidades definidas, que poseen una respuesta característica en los perfiles de cada pozo. De esta forma, asumiendo una depositación horizontal de las unidades litológicas, se pretende restituir los depósitos a su posición original, inmediatamente después de su sedimentación. Esto permite identificar cambios laterales de espesores y facies, y pueden indicar tectonismo sedimentario.

Este método es ampliamente utilizado para correlacionar facies o definir unidades aloestratigráficas a nivel regional, apoyado por muestras litológicas de pozos, y mapeo de los afloramientos. A esta escala, un detallado estudio puede delinear contactos de tipo “onlap”, “downlap” o “toplap”.

5.2.3. Técnica de corte

Al fallar alguno de los métodos anteriormente descritos, se puede subdividir la sección correlacionada en tramos de espesores constantes de modo que incluyan las unidades definidas en distintos perfiles. Este método no es realmente una correlación, sino una forma de dividir un intervalo litoestratigráfico, el cual no puede ser hecho de otra forma. La suposición implícita es que las líneas de tiempo que atraviesan el intervalo son esencialmente horizontales. Por lo tanto, este método define cronoestratigráficamente las unidades anteriormente definidas. Cuando esta suposición es inválida, este método puede llevar a errores groseros.

Esta técnica es comúnmente ocupada para correlacionar depósitos no marinos. Aquí, las otras dos técnicas no trabajan de la mejor forma, puesto que la falta de continuidad de los estratos y la ausencia de sucesiones laterales de facies, impiden una correlación regional de unidades.

5.3 FACIES, SECUENCIAS Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES RECONOCIDOS A PARTIR DE PERFILES ELÉCTRICOS

Las formas que adquieren los perfiles eléctricos son interpretadas, geológicamente, como variaciones del tamaño de grano y, sedimentológicamente, como una sucesión de facies en profundidad. Se asume que el contenido de arcilla controla la forma de los perfiles de pozo, y que su incremento define la disminución del tamaño de grano en la secuencia analizada (Rider, 1996; Figura 5.1)

La relación del tamaño de grano con el contenido de arcilla, puede llevar a errores importantes. Si bien es claro que existe una relación entre el tamaño de grano y el contenido de arcilla, esta relación no es constante (Rider 1996).

Las principales formas observadas en las curvas SP o GR son campana, embudo, simétrica cilíndrica e irregular (Cant, 1992). El desarrollo de estas formas obedecen al ambiente depositacional dominante a la formación de la unidad analizada, por lo que es una herramienta muy utilizada en el análisis de secuencias ubicadas en subsuperficie.

INTERPRETACIONES PARA FORMAS Y TENDENCIAS DE LOS PERFILES SP.

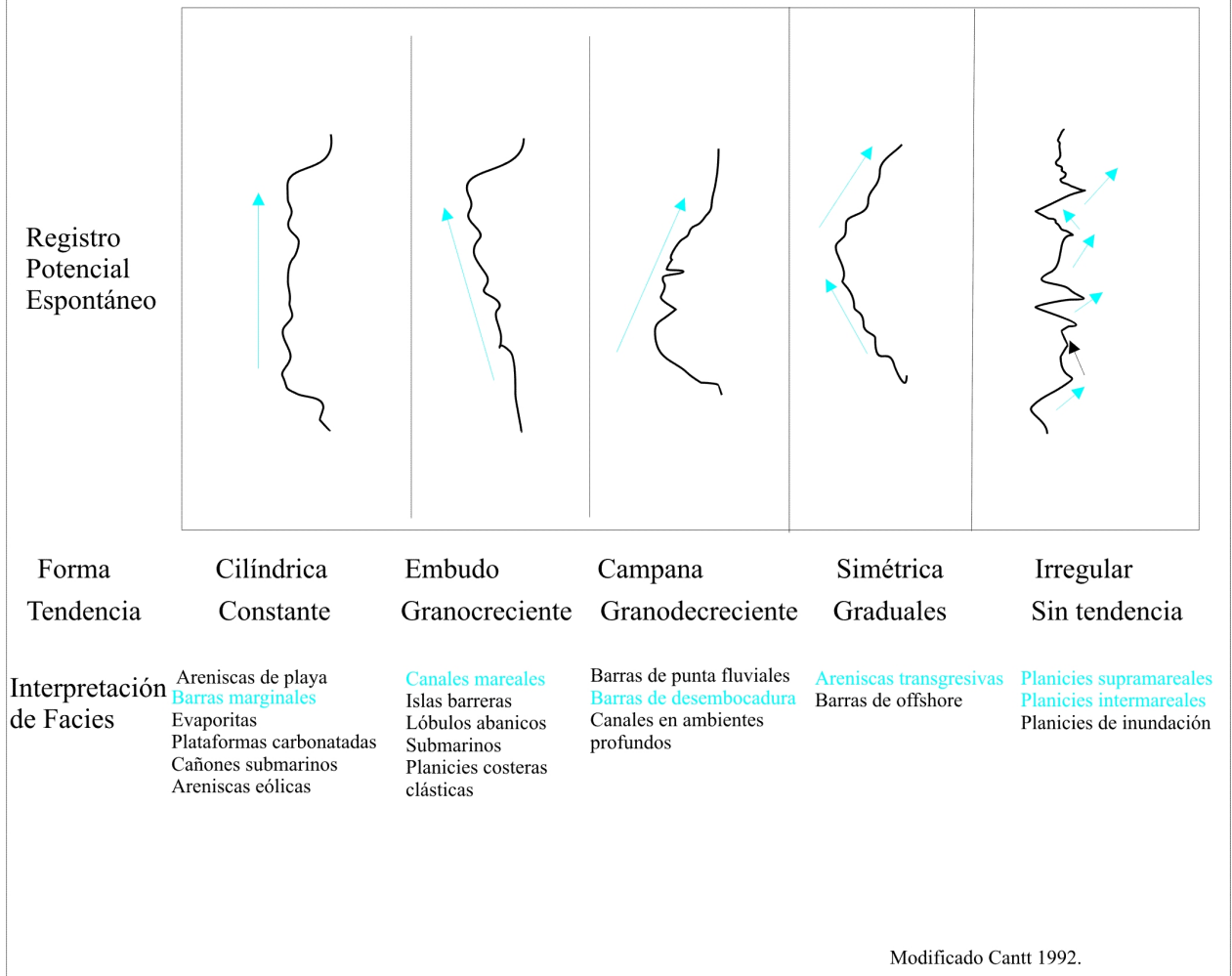


Figura 5.1. Formas y tendencias más comunes en perfiles SP (modificado Cant, 1992).

Según Rider (1996), la comparación entre testigos y perfiles eléctricos indica que frecuentemente existe una consistente relación entre ambos, por lo que sólo la forma de los perfiles puede ser usada como un indicador de facies.

5.4. ANÁLISIS ELECTROSECUENCIAL

El objetivo de un análisis electrosecuencial es extraer desde los perfiles la mayor cantidad de información geológica posible al identificar continuidad vertical, depositacional, estratigráfica y eventualmente unidades de estratigrafía secuencial (Rider, 1996).

Una electrosecuencia es un intervalo definido a partir de la forma y las características que presenta el perfil de pozo, las cuales le permiten ser lo suficientemente distintiva para ser separada de otra electrosecuencia. Su espesor alcanza decenas de metros y corresponde a una sucesión de facies.

Las facies sedimentarias reconocidas en la descripción de testigos, serán utilizadas para la interpretación y correlación con las electrofacies definidas a partir de los perfiles eléctricos de potencial espontáneo y resistividad. El perfil de rayos gamma se utiliza para corroborar la información, ya que sólo está disponible en pocos pozos.

El análisis electrosecuencial debe seguir una ruta de construcción, la que se explica a continuación.

1) Interpretación litológica

Los perfiles se calibran a la misma escala vertical, para así definir la litología de las diferentes capas en profundidad. Este proceso se realiza mediante correlaciones, ya sea por similitud en la traza de los perfiles eléctricos a determinadas profundidades o con la utilización de otros perfiles geofísicos como neutrón y densidad.

En esta etapa una buena identificación litológica de los testigos de pozo facilita la interpretación litológica de estos. Ambos pasos, examinación de perfiles y testigos, son un primer paso fundamental para este análisis.

2) Definición de electrofacies

Se examinan los perfiles para determinar si las trazas tienen algún significado geológico. Éstas se definen mediante elementos descriptivos como la tendencia, forma, tipo de quiebre, línea base y anomalías registradas en los perfiles. Estos rasgos componen las llamadas electrofacies.

Las características que definen a las electrofacies son las siguientes:

Tendencia: Representa un cambio persistente en el valor del perfil, el cual se traduce en un aumento o disminución del valor. En general, las tendencias de uno o más metros se relacionan a un solo estrato o a la unión de varios. Las tendencias del orden de decenas de metros suelen relacionarse con ciclos o secuencias sedimentarias, y las tendencias de orden mayor, de cientos de metros, se relacionan con el proceso de relleno de cuenca.

Forma: es el rasgo más notorio en el perfil del pozo y se utiliza como indicador de facie, después de haber establecido la litología.

Quiebres en los registros: pueden deberse a cambios en la litología, fallas, cambio en los fluidos, etc., representando una interrupción en la lógica depositacional, la cual produce una variación de las facies sedimentarias. De este modo, los quiebres pueden representar superficies de erosión, niveles de inundación, discordancias y fallas, como también efectos diagenéticos y contactos de fluidos.

Líneas de base: corresponde a valores constantes establecidos en un registro para una electrofacie determinada. Generalmente, se definen líneas de base para las arcillas y arenas, las que se utilizan como indicadores del contenido de un material u otro. Por ejemplo, si el registro coincide con la línea de arena, el contenido de arcilla como matriz es muy bajo, correspondiendo este tramo a una arenisca muy limpia (Rider, 1996).

Anomalías: son valores excesivamente altos o bajos en la respuesta de algún registro, que pueden tener una gran importancia estratigráfica.

5.5. CARACTERIZACIÓN DE ELECTROSECUENCIAS

Para este análisis se utilizó como guía las formas y tendencias del perfil espontáneo y el perfil de resistividad (que la mayoría de las veces se presenta como un espejo del perfil SP). Con ayuda de la descripción litológica descrita en el Capítulo 4 se definieron ocho electrofacies detalladas a continuación.

Electrofacie A

Esta electrofacie está presente en todas las transectas, constituyendo la parte basal de la sucesión vertical. Su espesor alcanza los 20 metros en los depocentros (como es el caso del registro del pozo Victoria Norte 5). Se le otorga el color café en las transectas (Figuras 5.2 y 5.3).

Se observan tendencias agradacionales con escasas intercalaciones granodecrecientes. La cercanía a la línea de base de la lutita se debe a la presencia de fangolitas mientras que la tendencia granodecreciente se debe a canales e intercalaciones rítmicas de areniscas que cortan las asociaciones supramareales.

Las tendencias agradacionales de esta electrofacie se correlaciona con la litofacie planicies supramareales, por su granulometría y el gran espesor de las fangolitas. La correlación es fácilmente observable en el pozo Victoria Norte 5 (Figura 5.3), mientras que la tendencia granodecreciente se correlaciona con la litofacie canales distributarios observables en el pozo Manantiales Sur 1 (Figura 5.2). Los peaks en el perfil resistivo para esta electrofacie corresponden a carbón. Es por esto que la electrofacie I se correlaciona con la **asociación supramareal** descrita en el Capítulo 4.

Electrofacie B

Esta electrofacie está presente en todas las transectas, donde sobreyace a la electrofacie A, observable en las cuatro transectas, interdigita a las electrofacies C, A, E, observable en la transecta s1 y 2. Sobre esta litofacie se presentan las electrofacies E y F. El espesor de esta electrofacie varía desde 5 metros hasta alcanzar 30 metros, observable en la transecta 4. Se le otorga el color verde en las transectas (Figuras 5.2 y 5.3).

Se aprecia una variada gama de patrones, de tendencia granocreciente, las formas más representativas son el embudo y la forma irregular observable en el pozo Victoria Norte 5. Estas formas son muy sinuosas, lo que se aprecia en el perfil de resistividad del pozo Manantiales Sur 5 (transecta 2, Figura 5.2). La correlación de esta electrofacie con su respectiva litofacie en el pozo Victoria Norte 5, indica que esta electrofacie corresponde a **canales mareales principales**.

Electrofacie C

La electrofacie C se observa en todas las transectas. En las transectas del sector norte su distribución es limitada, mientras que en el sector sur su distribución es mayor; sin embargo no alcanza a abarcar una correlación horizontal a lo largo de toda la transecta (Figuras 5.2 y 5.3). Esta electrofacie sobreyace a las electrofacies A y B, se interdigita con la electrofacies B e infrayace a las electrofacies B, D, E y F. Se le otorga el color naranja en las transectas.

Al igual que la electrofacie anterior se aprecia una variada gama de patrones. Las formas son similares pero menos sinuosas. La traza de esta electrofacie oscila entre la línea de base de las arenas y de la lutita, la posición de la traza dependerá del porcentaje de arcilla presente. Se correlaciona con la litofacie **planicies intermareales** en el pozo Punta Baja 3, Manantiales Sur 2 y victoria Sur 23.

Electrofacie D

La distribución de la electrofacie D se ubica en las cuatro transectas; pero de forma localizada; siempre se relaciona con la electrofacie E, encontrándose sobre ésta o interdigitándola. Es de color gris en las transectas y presenta tendencia granocreciente. La traza se acerca más a la línea de base de las arenas que la traza de las planicies intermareales. En el perfil de resistividad, la traza no presenta sinuosidad pronunciada. Se correlaciona con la litofacie **planicies arenosas de régimen alto**. Esto se observa en los pozos Manantiales Sur 2 y Victoria Sur 23 (Figuras 5.2 y 5.3).

Electrofacie E

Esta electrofacie está presente de forma discontinúa en todas las transectas. Corresponde a paquetes de pocos metros de espesor (hasta 8 m) y de escasos kilómetros de ancho (4 km aproximadamente). Esta electrofacie sobreyace a la electrofacie B, se interdigita con las facies D y B y subyace a las facies D. Se le asigna el color amarillo con puntos negros en las transectas (Figuras 5.2 y 5.3).

Se observan tendencias agradacionales inestables y en algunos casos granocrecientes. La cercanía a la línea de base de las arenas y la irregularidad de este registro indica arenas que pueden presentar arcillas en menor medida. Esta descripción se correlaciona con la litofacie **barras de desembocadura**, lo que se observa en los pozos Punta Baja 3, Victoria Norte 5 y Victoria Sur 23 (Figuras 5.2 y 5.3).

Electrofacie F

La distribución de esta electrofacie corresponde a la zona este de las transectas 1, 3 y 4. Esta electrofacie sobreyace a la electrofacie D, se interdigita con la electrofacie D y subyace a la electrofacie G. Su espesor varía alcanzando los 15 metros en el pozo Sombrero 10. Se le otorga el color amarillo en las transectas (Figuras 5.2 y 5.3).

Las trazas se caracterizan por tener una forma cilíndrica estable que calza con la línea base de las arenas, lo que se explica por la ausencia de arcilla. La continuidad de la traza del resistivo corrobora la ausencia de arcillas. Esta electrofacie se correlaciona con la litofacie **barra marginal**, observable en el pozo Sombrero 10 (Transecta 3, Figura 5.3).

Electrofacie G

Corresponde a la electrofacie ubicada en la parte final de la sucesión. Esta electrofacie sobreyace a la electrofacie B en el sector norte (pozo Manantiales Sur 1, Figura 5.2), mientras que en el sector sur sobreyace a la electrofacie F (pozo Sombrero 10, Figura 5.3). El espesor es muy pequeño, alcanzando los 5 metros en la transecta 4. Se le asocia el color amarillo intenso en las transectas.

Se observa una tendencia granodecreciente y presenta la forma de la base de una campana. (Unidades de color amarillo intenso en las transectas). Al correlacionar esta electrofacie en los pozos Manantiales Sur 1 y Sombrero 10 se obtiene la litofacie **anteplaya superior**.

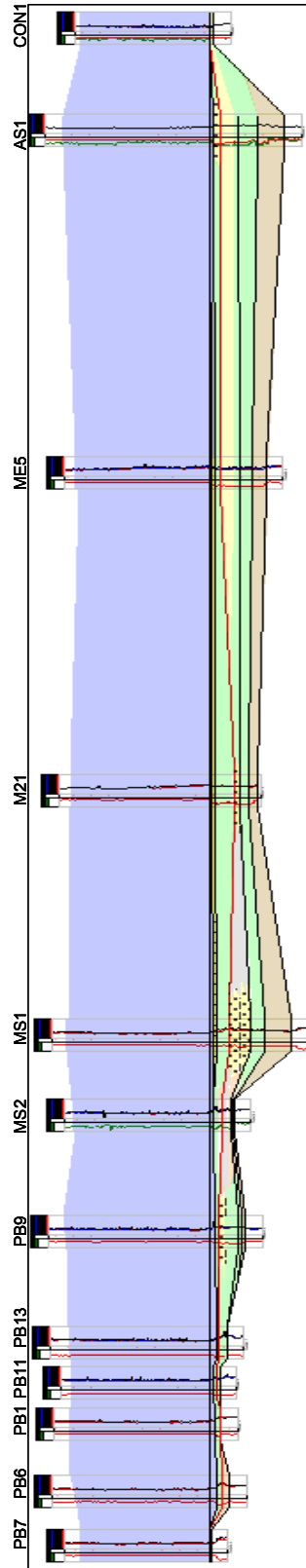
Electrofacie H

Se presenta en el techo de la sucesión en todas las transectas. Sobreyace a la electrofacie G, y en pocas ocasiones la interdigita. Se le asigna el color azul en las transectas (Figuras 5.2 y 5.3).

Se observa que el registro corresponde a la línea de base de la lutita, lo que se correlaciona con la litofacie **anteplaya inferior**. Esta asociación no corresponde a la Formación Springhill.

FIGURA 5.2 ANÁLISIS ELECTROSECUENCIAL DE LA ZONA NORTE DEL ÁREA DE ESTUDIO.

TRANSECTA 1.
Punta Baja norte.



TRANSECTA 2.
Punta Baja norte.

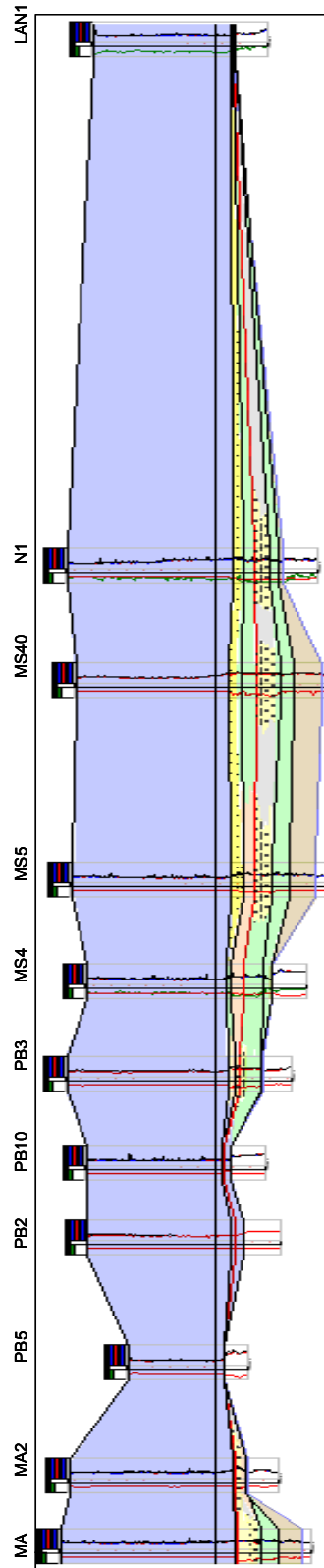
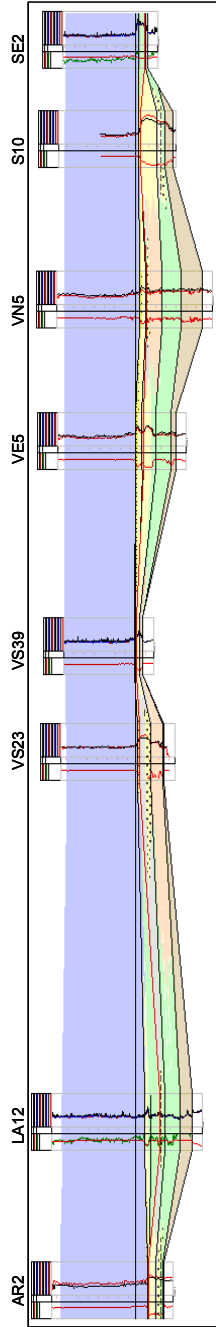


Figura 5.2. Análisis electrosecuencial de la zona norte del área de estudio.

FIGURA 5.3 ANÁLISIS ELECTROSECUENCIAL DE LA ZONA SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO.

TRANSECTA 3.
Victoria-Sombrero norte.



TRANSECTA 4
Victoria Sombrero sur.

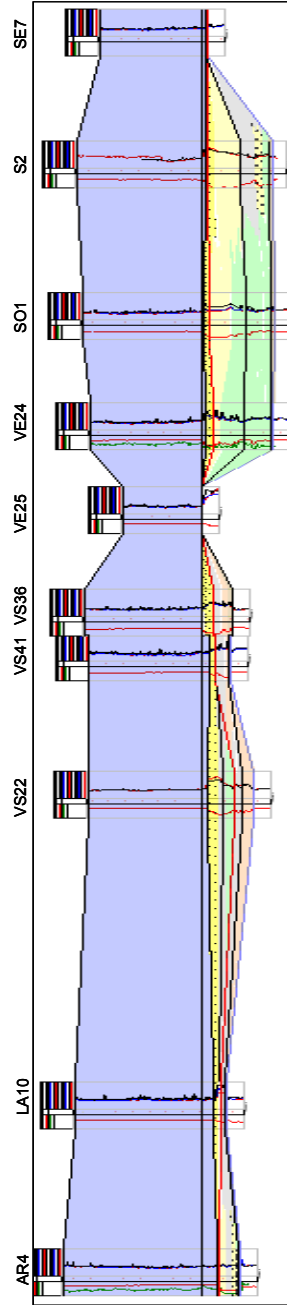


Figura 5.3. Análisis electrosecuencial de la zona sur del área de estudio.

CAPÍTULO 6. ESTRATIGRAFÍA ELECTROSECUENCIAL

6.1 INTRODUCCIÓN

La estratigrafía secuencial es el estudio de facies genéticamente relacionadas dentro de superficies de importancia cronoestratigráfica (Van Wagoner, 1992). Se utiliza para obtener un marco crono-estratigráfico, para la correlación y el mapeo de facies sedimentarias y para predicciones estratigráficas.

El análisis se realizó sobre la base de los conceptos de estratigrafía secuencial, los que se detallan a continuación:

La *secuencia* es la unidad fundamental de un análisis electrosecuencial, definida como una sucesión genéticamente relacionada de estratos, limitadas por superficies de erosión y/o de no deposición. Un *sistema depositacional* es un conjunto tridimensional de litofacies genéticamente relacionadas por procesos y ambientes. Un *cortejo de sistema* se define como la unión de varios de estos sistemas depositacionales contemporáneos genéticamente vinculados, lo que resulta en lotes de parasecuencias características. Una secuencia está compuesta por cortejos de sistemas; cada uno se define objetivamente por la geometría que presentan los estratos respecto a las superficies límites, por la posición en la columna estratigráfica y por el patrón de apilamiento de las parasecuencias.

Los registros eléctricos son la herramienta principal, junto al análisis sísmico, utilizado en subsuperficie para reconocer el arreglo espacial de las unidades que definen una secuencia, como las superficies que las dividen. Una secuencia es normalmente vista como una electrosecuencia y puede ser identificada, tanto por un análisis electrosecuencial, como por los persistentes cambios de los parámetros de los registros debido a los distintos intervalos arcillosos y arenosos registrados en todos los perfiles estudiados (Riders, 1996).

6.2 ANÁLISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL

Para realizar este análisis se generaron cuatro transectas de orientación oeste-este. Dos de ellas se ubican en el sector de Punta Espora, en el norte de la zona de estudio y las otras dos se ubican al sur de la zona de estudio en el sector de Victoria y Sombrero (Figura 4.1). Cada transecta consta de 10 pozos aproximadamente. Se utilizó el método patrón de correlación y para horizontalizar estos registros se utilizó el marker m1.

Las transectas se dividieron en once parasecuencias limitadas por superficies de inundación. Se identifican cinco superficies regionales importantes que agrupan las parasecuencias en paquetes horizontales, los que son identificables en las cuatro transectas. Estas superficies se denominan de base a techo S1, S2, S3, S4 y S5.

La superficie S1 corresponde a un aumento relativo del nivel del mar, lo que es evidenciado por el cambio de electrofacies A, a electrofacies B (Figura 6.1). La parasecuencia inferior sólo presenta la electrofacie supramareal mientras que la parasecuencia superior presenta la electrofacie de canales mareales. Es una superficie importante porque evidencia el comienzo de la transgresión. Sin embargo no es un límite considerable en el estudio de estratigrafía secuencial.

La superficie S2 se correlaciona de forma regional. Corresponde a una superficie de máxima inundación. Separa electrofacies granodecrecientes (canales mareales) de electrofacies granocrecientes (barras de desembocadura). Esta superficie ocurre durante un aumento relativo del nivel el mar y representa el punto en que el aporte del sedimento comienza a exceder el espacio de acomodación, por lo tanto comienzan facies progradantes, como las barras de desembocadura, planicies de régimen alto y barras marginales (Figura 6.1).

La superficie S3 presenta un cambio entre electrofacies marinas someras (barras de desembocadura, planicies de régimen alto, barras marginales) a electrofacies intermareales (canales mareales), evidenciando una baja en el nivel relativo del mar. Esta superficie al no ser horizontal se caracteriza como superficie erosiva. Es por esto que corta parasecuencias,

observables en la transecta 4 entre los pozos Victoria Sur 22 y Victoria Sur 41. Se considera como un límite de secuencia (Figura 6.1, 6.2.).

La superficie S4 es un límite entre electrofacies de canales mareales y barras marginales, evidenciando un aumento en el nivel del mar y el comienzo de una nueva progradación. Corresponde a una superficie de máxima inundación (Figura 6.1).

La superficie S5 corresponde a un límite entre electrofacies marinas someras a electrofacies marinas profundas. Este límite no se detalla mayormente en este estudio y corresponde al límite de la Formación Springhill. Se considera una superficie transgresiva mayor (Figuras 6.1 y 6.2.).

Con las superficies anteriores se definieron dos secuencias estratigráficas.

6.2.1. Secuencia I

La secuencia I está limitada en la base por una superficie erosiva transgresiva sobre el basamento y limitada en el techo por la superficie S3. Alcanza un espesor de 50 m en el pozo Victoria Norte 5 (transecta 3, Figura 6.1). Su litología varía desde fangolitas en su base, hasta areniscas en su techo. Esta secuencia es dividida por la superficie S2 en dos lotes de parasecuencias.

El primer lote de parasecuencias se compone de cuatro parasecuencias, que se presentan entre los paleoaltos en toda el área de estudio. Corresponde a una sucesión de fangolitas (parasecuencia 1) que progresivamente cambian a areniscas asociadas a ambientes estuarinos (parasecuencias 2, 3 y 4). Se observa en este lote de parasecuencias una tendencia retrogradacional (granodecreciente) observable en el pozo Victoria Norte 5. Este lote de parasecuencias define un cortejo de sistema transgresivo (TST).

El segundo lote de parasecuencias está limitado en su base por S2, que corresponde a una superficie de máxima inundación. El límite superior S3 corresponde a un límite de secuencias. Como la superficie S3 es de carácter erosional se llegan a distinguir cuatro parasecuencias en los

pozos Sombrero oeste 1 y Sombrero 2 ubicados al este en la transecta 4, mientras que al oeste del alto central sólo se reconocen dos parasecuencias en este lote (pozo Victoria Sur 22). La asociación vertical presenta una tendencia progradacional (observable en Punta Baja 3). Esta asociación vertical comprende facies marinas someras, comenzando por barras de desembocadura. Por sobre éstas se ubican arenas de planicies arenosas de régimen alto (observable en el pozo Sombrero 10, transecta 3). Por último estas planicies son sobreyacidas por depósitos de barras marginales observables en las transectas del sector sur. Este lote de parasecuencias define un cortejo de sistema alto (HST).

6.2.2 Secuencia II

La secuencia II está limitada en su base por la superficie S3, una superficie erosiva transgresiva y en el techo es limitada por S5, una superficie transgresiva de electrofacies marinas profundas. . Alcanza un espesor de 15 m en el pozo Manantiales 40 (transecta 2, Figura 6.1). El desarrollo de esta secuencia es menor que la anterior, fácilmente deducible debido a la diferencia de espesores entre ambas secuencias. Esta secuencia es dividida por la superficie S4.

El primer lote de parasecuencias está comprendido por dos parasecuencias, las que se desarrollaron en las zonas que estuvieron expuestas a mayor erosión, debido a una baja importante en el nivel del mar. Es por esto que se observa en el pozo Victoria Sur 22 y no está presente en el resto de los pozos de la transecta 4.

Este lote tiene tendencia retrogradacional observable en el pozo Lautaro 12 (transecta 3). Su límite superior corresponde a una superficie de máxima inundación (S4). El espesor de este lote de parasecuencias varía desde 1 a 10 metros, lo que define un cortejo de sistema transgresivo (TST).

El segundo lote de parasecuencias está limitado en su base por la superficie de máxima inundación (S3) y en el techo por una superficie de inundación importante (S5). Se distingue una parasecuencia en casi toda la transecta, salvo en el pozo Victoria Sur 22, en el que se ven dos. El espesor de este lote no alcanza los cinco metros. La tendencia es progradacional y se observa en el pozo Victoria Norte 5 (transecta 3). Este lote de parasecuencias incluye electrofacies marinas

someras como barras marginales y anteplaya superior. Este lote define un cortejo de sistema alto (HST).

6.3. SISTEMA DEPOSITACIONAL

En este ambiente depositacional faltan los depósitos correspondientes al estado bajo del nivel del mar, por lo que la evolución en la zona de estudio comienza con facies estuarinas de origen supramareal y canales mareales (Figura 6.2). Estas facies se desplazan hacia el continente a medida que aumenta el nivel relativo del mar. La porción superior de la sucesión transgresiva es removida por la acción de las olas (Dalrymple, 1992).

En el momento de máxima transgresión representado por la superficie S2 (Figura 6.2), la línea de costa se estabiliza y el estuario se llena in situ. Durante el cortejo de sistema alto, el aporte de sedimento excede el espacio de acomodación presente, permitiendo el desarrollo de depósitos estuarinos progradacionales tales como barras de desembocadura y planicies arenosas de régimen alto (Figura 6.2). La progradación continua hacia el mar y sobrepasa la boca del estuario, por lo que ocurren facies de barras marginales.

A continuación, se produce una baja considerable en el nivel relativo del mar, evidenciado por la superficie S3 que limita la secuencia II, pasando de facies marinas someras a facies de canales mareales (Figura 6.2). Luego aumenta el nivel relativo del mar, permitiendo el desarrollo de facies marinas tipo barras marginales, anteplaya superior. Esto ocurre en un período de tiempo considerablemente menor, debido al escaso desarrollo de estas facies. Por último se presentan facies marinas profundas (correspondiente a la Formación Estratos con *Favrella*) dando por finalizada la depositación de la Formación Springhill.

Evolución del ambiente depositacional

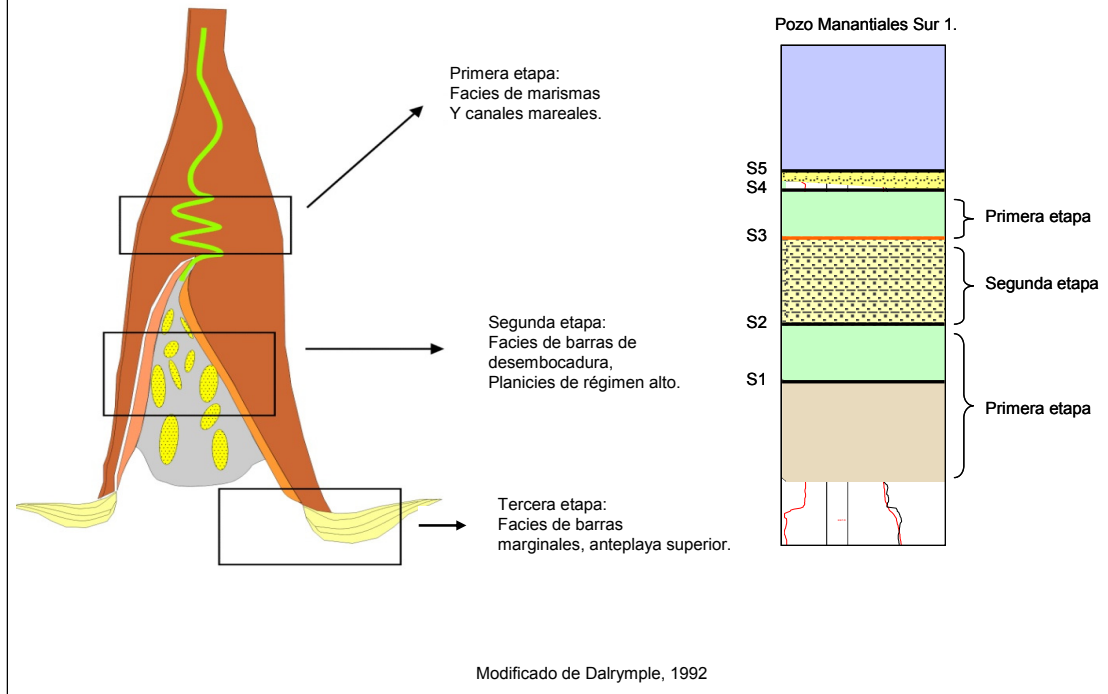


Figura 6.1. Evolución del ambiente depositacional.

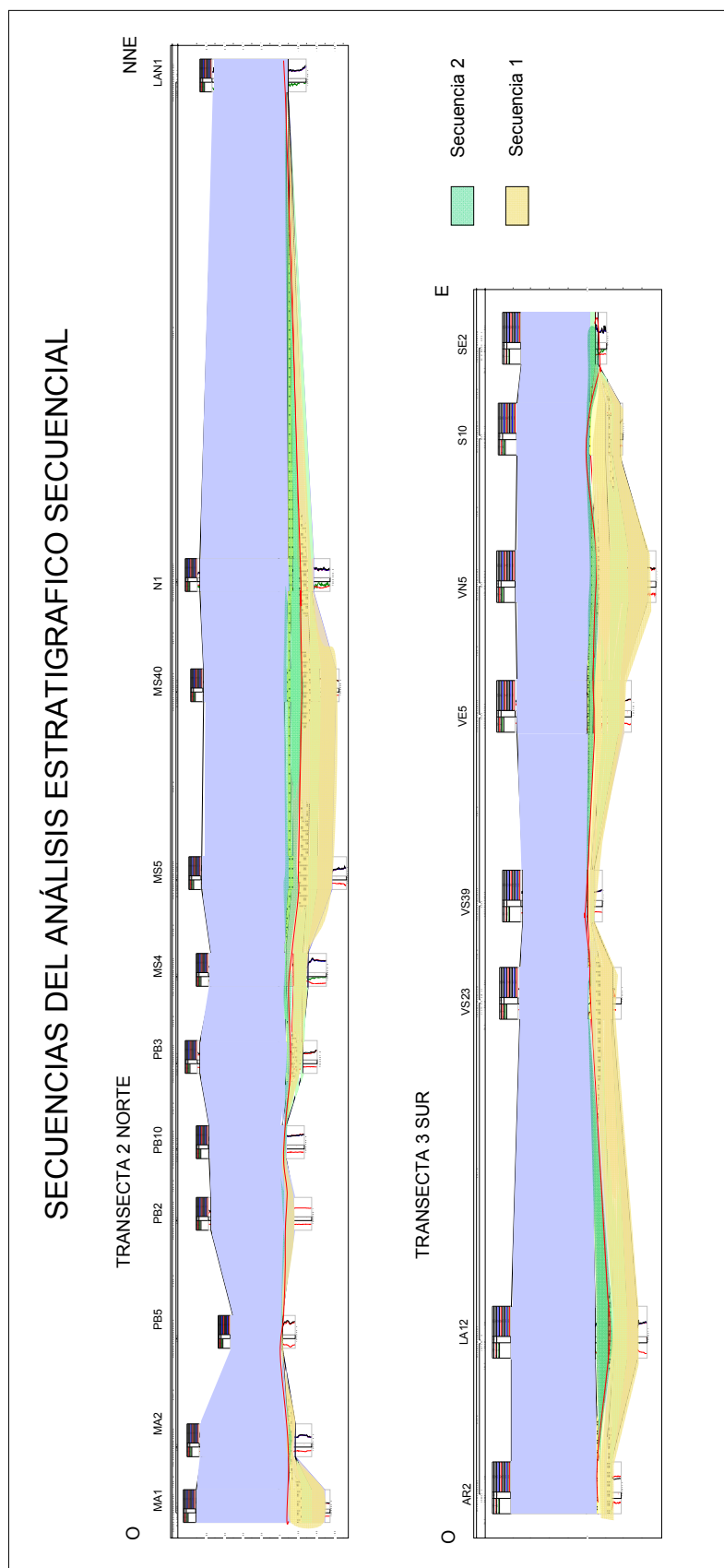


Figura 6.2. Secuencias estratigráficas definidas en el área de estudio.

CAPÍTULO 7: FACTORES QUE CONDICIONAN LA GENERACIÓN DE LAS ARENAS

7.1. INTRODUCCIÓN

Las areniscas de interés para el entrapamiento del petróleo, corresponden a areniscas limpias, lo que implica escasa matriz arcillosa. Estas areniscas se caracterizan por tener una composición principalmente de cuarzo; tener una alta madurez textural y buena selección, las que permiten inferir una buena porosidad. Estas areniscas corresponden a las facies de barras marginales, barras de desembocadura y playas.

Los factores a considerar en este estudio, son el ambiente depositacional, la litología pre-existente a la depositación de la Formación Springhill, la pendiente y el tectonismo de la época.

7.2. PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LAS VARIABLES

7.2.1. Litología

A continuación se entrega la discusión generada a partir de los datos petrográficos detallados en el Capítulo 3.

El contenido de sílice varía acorde al tipo de roca y se presenta como cuarzo, vidrio y calcedonia.

Los gneiss de sillimanita y biotita, pertenecientes al Basamento, presentan un 18% de cuarzo promedio del total de la roca. Estas rocas están en el sector de Punta Baja 1 y Punta Baja 11.

Las rocas de la Formación Tobífera se dividen en lavas y rocas piroclásticas (tobas y brecha). Las lavas se ubican en el sector de Sombrero Este 2 y se dividen en dacitas y riolitas las que presentan un contenido de sílice de 40 y 73% promedio para el total de la roca. El contenido de sílice para las rocas piroclásticas varía dependiendo de la ubicación. En el pozo Punta Baja 3,

las tobas presentan un 24% promedio de sílice. En el pozo Victoria Sur 39 presenta un 35% y en el pozo sombrero Este 2, las tobas y brechas presentan un 43% de sílice.

En resumen, el contenido de sílice para las rocas del Basamento depende del tipo de litología, la que tiene una distribución correspondiente. Es por esto que el sector con más sílice corresponde a Sombrero Este 2, luego el sector de Victoria Sur 39 y por último el sector de Punta Baja (Figura 3.1).

Para las areniscas se aprecia una relación entre el tamaño de grano, el redondeamiento y la selección que adquiere. A medida que aumenta el tamaño de grano, aumenta la madurez textural, evidenciado por una mejora en el redondeamiento y la selección, no así la esfericidad. Esto calza tanto para las areniscas como para las wackas.

7.2.2. Tipo de pendiente

Durante una transgresión, la plataforma puede ser erosionada como inundada, por lo que el efecto del mar en la plataforma depende de la pendiente. Para un alto topográfico de alta pendiente, el movimiento hacia el continente de la línea de costa es relativamente lento, y el proceso de erosión por acción de las olas en la anteplaya tiene más tiempo para retrabajar y redepositar sedimentos., mientras que en pendientes bajas se produce un desplazamiento más rápido de la línea de costa hacia el continente inundando el área, por lo que los sedimentos se dispersan más ampliamente y los depósitos resultantes son delgados (Cattaneo y Steel, 2003).

Se utiliza una relación arbitraria para determinar si la pendiente es alta ($>0,001$) o baja ($<0,001$). Este valor corresponde a la creación de un metro de acomodación sobre un kilómetro, con un ángulo de $0,057^\circ$ (Miall, 1991). El Anexo Valores de Pendiente detalla la información.

Se necesita la pendiente para el momento de la progradación en los distintos altos. Para esto fue necesario determinar el espacio de acomodación con los límites del cortejo de sistema altos (asociados a la progradación). Se horizontaliza el horizonte más cercano al límite de secuencias (S1) y se determina el espacio de acomodación existente entre ese límite y la superficie de máxima inundación (S2). Esta información la entrega el programa GeoGeographix.

Se utiliza la distancia entre los pozos para determinar los kilómetros. En todas las transectas se determina la pendiente para la secuencia 1; sólo a la transecta 3 se le realiza este análisis en las dos secuencias, ya que es la única transecta que presenta facies progradantes en la secuencia 2. Por último se comprara la intensidad de la pendiente con el espesor de cada facie, los valores de pendiente, espesor y facie asociada se encuentran en el Anexo Tipo de Pendiente.

Tabla 7.1 Resumen del Anexo Tipo de Pendiente.

Pozos	Pendiente e	Espesor (m)	Facies sedimentaria	Transecta	Tipo de Pendiente
VE25- VE24	$8.6 \cdot 10^{-3}$	4.6	Barra marginal	Trans. 4.	Alta
PB10- PB3	$6.3 \cdot 10^{-3}$	5.3	Barra de desembocadura	Trans. 2.	Alta
S2-SE7	$5.1 \cdot 10^{-3}$	15.2	Barra marginal	Trans. 4.	Alta
VS36- VS25	$4.9 \cdot 10^{-3}$	-	Planicie arenosa de régimen alto	Trans. 4.	Alta
S10- SE2	$3.6 \cdot 10^{-3}$	15.3	Barra marginal	Trans 3 Sec. 1	Alta
PB11- PB13	$3.47 \cdot 10^{-3}$	-	Canales principales mareales	Trans 1	Alta
VS39- VE5	$1.5 \cdot 10^{-3}$	3.6	Barra marginal	Trans. 3. Sec 2	Alta

La tabla 7.1 hace mención a los altos de la zona de estudio, Punta Baja, Victoria Sur y Sombrero Este. Está ordenada acorde a la inclinación de la pendiente.

7.2.3. Tectónica activa

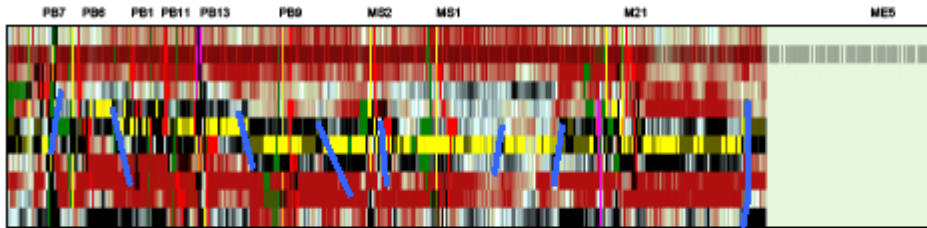
Se dispuso de líneas sísmicas 3D para las cuatro transectas en las que se señala una superficie de máxima inundación correspondiente a un marcador aptiano-albiano y el techo de la Formación Springhill (Figuras 7.1 y 7.2). Al colocar la sísmica a la misma escala vertical y horizontal de las transectas, se infirieron fallas normales de alto ángulo que estaban activas al momento de la depositación de las arenas.

La Formación Springhill tiene espesores muy pequeños para la resolución (frecuencia) de esta sísmica; es por esto que se define el techo de la Formación y no se alcanza a definir la base, tampoco se alcanzan a ver las geometrías de los depósitos.

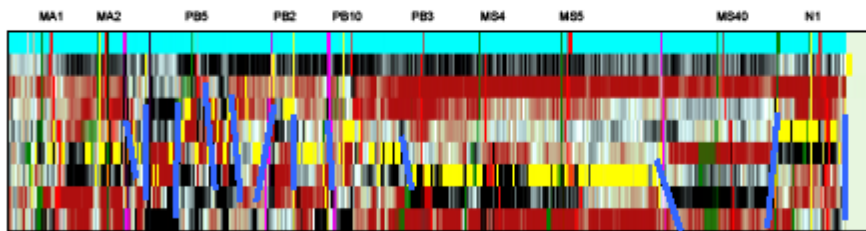
No se dispone de sísmica 3D para el sector de Sombrero en las transectas, por lo que la falta de fallas en el sector no indica tectónica pasiva, sólo indica falta de información.

Fallas activas al comienzo de la deposición de Springhill en el sector norte del área de estudio

SISMICA TRANSECTA 1.
Punta Baja norte.



SISMICA TRANSECTA 2
Punta Baja sur.



- Fallas
- Techo Formación Springhill
- Superficie de máxima inundación C11

Figura 7.1. Fallas activas al comienzo de la deposición de Springhill en el sector norte del área de estudio.

Fallas activas al comienzo de la depositación de Springhill en el sector sur del área de estudio

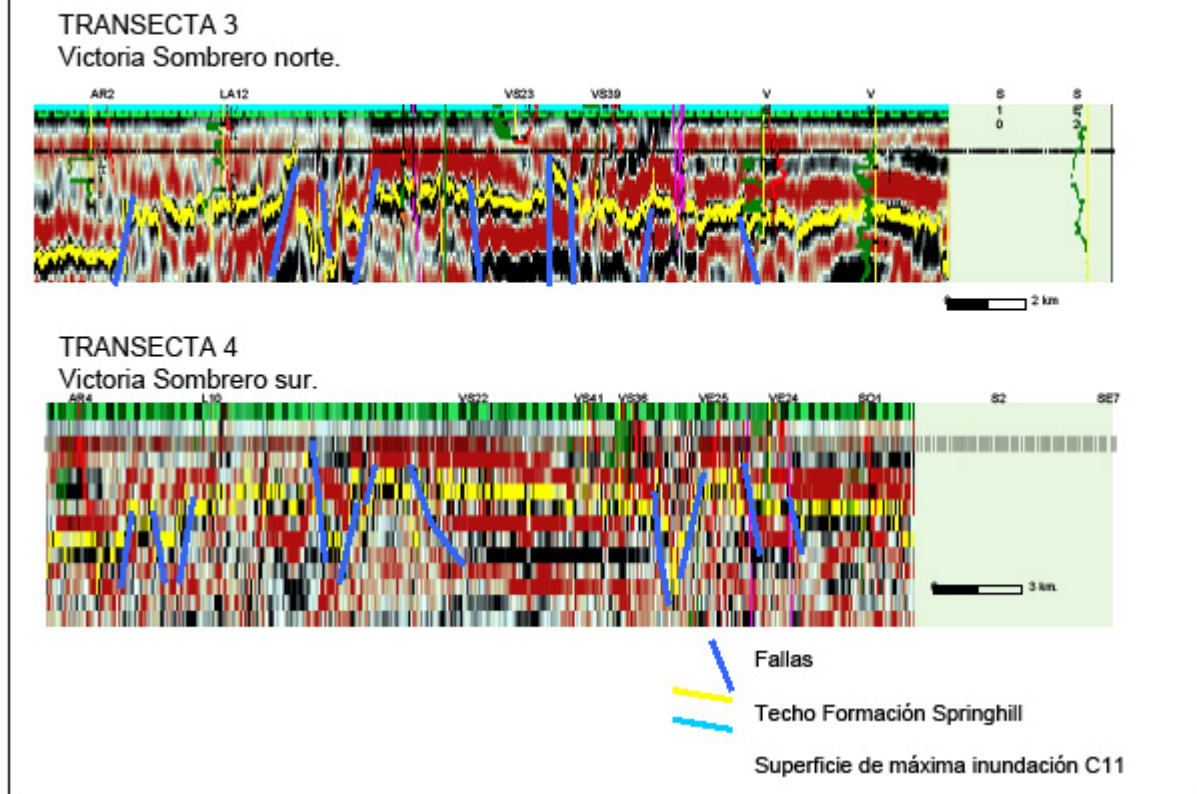


Figura 7.2. Fallas activas al comienzo de la depositación de Springhill en el sector sur del área de estudio.

7.3. FACTORES QUE CONDICIONAN LA GENERACIÓN DE LAS ARENAS.

A continuación se tratan de manera separada las variables que interactúan simultáneamente al momento de la depositación de las arenas. Las transectas mencionadas a continuación se encuentran en el anexo transectas. Las que presentan información integrada de la litología, ambiente de depositación, pendiente y tectonismo de la época en la zona de estudio.

7.3.1. Ambiente depositacional

Las condiciones favorables para la existencia de las características antes mencionadas que definen una arenisca limpia, se relacionan directamente con el ambiente depositacional, más aún con el subambiente específico. En los capítulos 4 y 6 se deduce un ambiente de estuario mixto. La calidad de las areniscas se relaciona directamente con la energía del ambiente, por lo que a mayor energía, mejor es la calidad de las arenas. En este caso la alta energía se produce por la acción de las olas; el retrabajo constante producido por las olas lavan las arenas llevándose gran cantidad de arcillas y mejorando el redondeamiento y la esfericidad de los granos, influyendo directamente en la calidad de las areniscas.

Existe además una relación entre el espesor de las facies con la duración de la depositación del subambiente. Si las condiciones de depositación de un estuario no cambian y se prolongan en el tiempo, es esperable que las barras de desembocadura aumenten en espesor, mientras que, al no cambiar la energía o el agente que la provoca, no debería variar su calidad.

Al comparar las transectas del norte con las del sur, se observa que para la secuencia 1 en las transectas del norte (Figura 7.3) se desarrollan barras de desembocadura en mayor cantidad y tamaño que en las transectas del sur, las que se caracterizan por presentar principalmente canales mareales principales y barras de desembocadura en menor medida (Figura 7.4). Esto indica que el mar es más somero al sur, profundizándose hacia el norte, con lo que se puede inferir que el estuario tiene una dirección principal norte-sur, la cabeza del estuario se ubica al sur, mientras que la boca estaría en el norte, por lo que el mar entra hacia el sur a la costa.

7.3.2. Pendiente

La mayoría de las pendientes más altas se asocian a facies de barras marginales, con lo que generalmente se cumple que; a mayor pendiente mejora la calidad de la facie asociada al alto. El caso del alto de Punta Baja es contradictorio, ya que tiene una mayor pendiente que el alto de Sombrero Este (tabla 7.1), pero al comparar las facies sedimentarias la que está asociada al alto de Punta Baja es una barra de desembocadura (Transecta 2, Figura 7.3) de menor calidad que la facie de barra marginal ubicada próxima al alto de Sombrero Este (Figura 7.4).

Durante la transgresión, las pendientes son erosionadas y retrabajadas constantemente. A mayor pendiente debiera producirse una mayor erosión evidenciada en el espesor de la facie próxima a la pendiente. El alto de Sombrero Este (transectas 3 y 4, Figura 7.4) tiene una mayor pendiente que el alto de Victoria Sur (Figura 7.4). Esto se relaciona directamente con el espesor de sus barras marginales asociadas (Ver tabla 7.1), sin embargo no existe una relación lineal entre la pendiente y el espesor de las facies de areniscas.

Se infiere que gran parte de la zona de estudio es erosionada por acción de las olas durante la transgresión. La pendiente se relaciona con el espesor de las areniscas y con la calidad de las arenas. Sin embargo, estas relaciones no son lineales, indicando que la pendiente por sí sola no es un factor determinante para controlar su depositación.

7.3.3. Litología

Al comparar la litología de los altos principales y las facies que los rodean se deduce una clara relación entre el contenido de sílice y la calidad de las areniscas.

Las facies que rodean al basamento metamórfico (18% sílice), son canales mareales principalmente y una barra de desembocadura de dimensiones muy pequeñas que queda aislada en el sector (transecta 1, figura 7.3).

Las facies que rodean a los paleoaltos tobáceos varían acorde a la cantidad de sílice. En el sector de Victoria Sur (35% de sílice), se generan barras marginales, mientras que en el sector de

Punta Baja (17% contenido de sílice), se generan facies de canales principales mareales y una barra de desembocadura pequeña y aislada (transecta 2, Figura 7.3).

Las facies que rodean a las riolitas (40 a 70% sílice), son barras de desembocadura y barras marginales (transectas 3 y 4 sector este, Figura 7.4). Sin embargo, en el sector de Victoria Sur-Este hay riolitas; pero no se forman barras.

Con los datos anteriores se deduce que existe una relación entre el tipo de roca del paleoalto con las facies cercanas a este. A mayor contenido de sílice en el paleoalto mejor es la calidad de las areniscas de las facies cercanas a él.

7.3.4. Tectonismo contemporáneo a la depositación de Springhill

Los desplazamientos originados durante la depositación de las arenas, impiden el retrabajo para los granos, lo que se relaciona directamente con la calidad de los depósitos. Los sectores con mayor actividad tectónica son el paleoalto de Punta Baja, donde no hay depósitos de arenas próximos a él, son facies marinas profundas posteriores a la depositación de la Formación Springhill. En el sector entre de Victoria Oeste (entre Lautaro y Victoria Sur) se interpretan varias fallas (transectas 3 y 4, Figura 7.4). Las facies presentes son planicies arenosas de régimen alto, que corresponden a facies de baja calidad.

La depositación de Springhill ocurre en un evento de rift termal, por lo que el tectonismo presente se debe a una reacomodación de las fallas preexistentes al comienzo de la depositación. Las fallas aumentan el espacio de acomodación, permitiendo un rápido ingreso del mar durante la transgresión lo que genera facies de menor calidad para las areniscas, ya que no hay retrabajo de los granos. Es por esto que la ubicación y la cantidad de fallas se relacionan directamente con la disminución de facies limpias. Se desconocen posibles fallas existentes en paleoaltos de dirección norte-sur que tengan interacción con las transectas que también afectan la depositación de las facies sedimentarias.

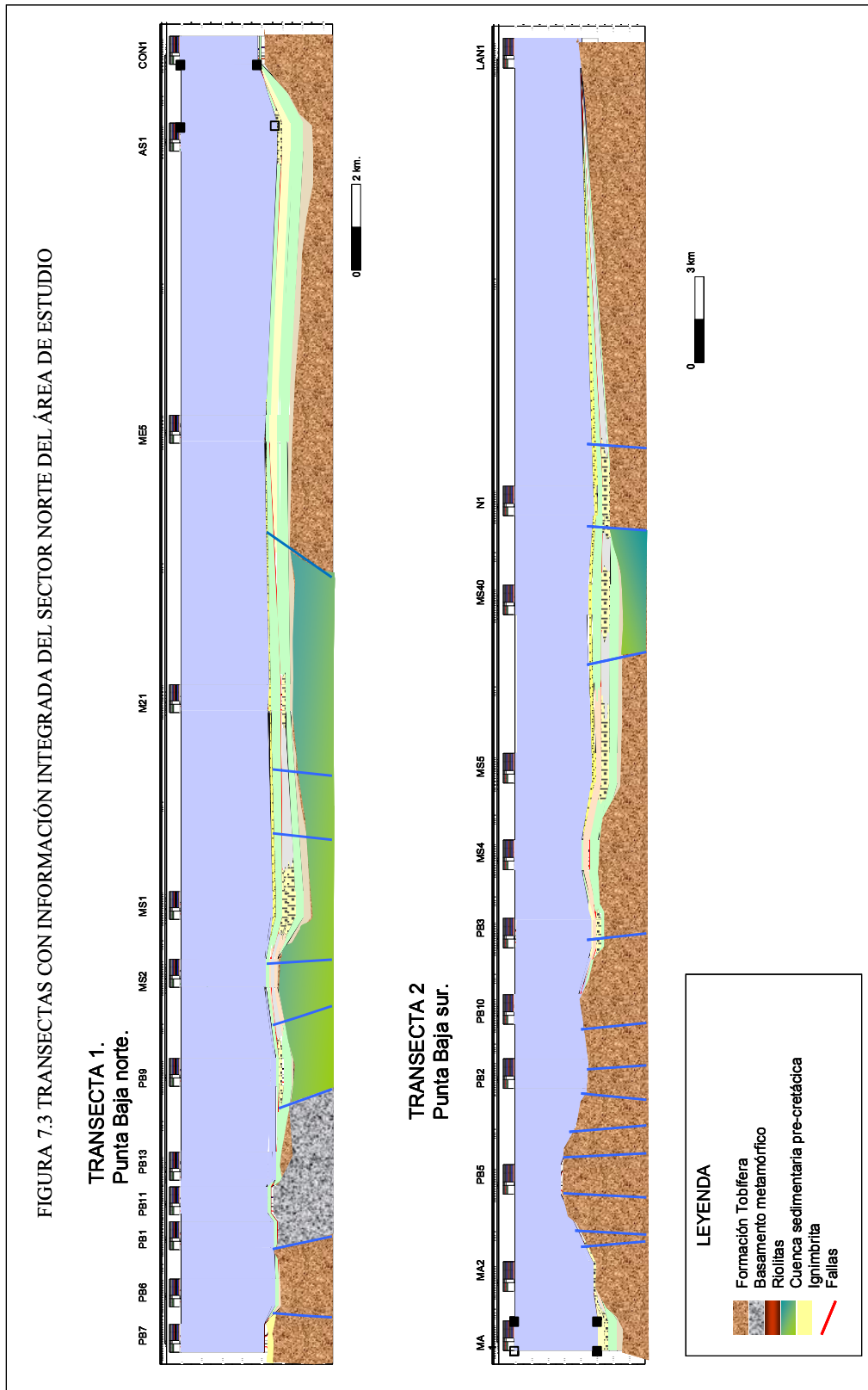
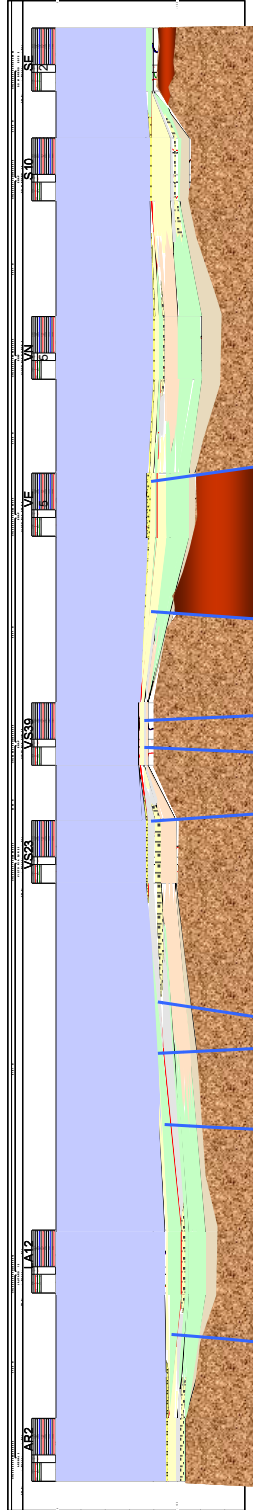


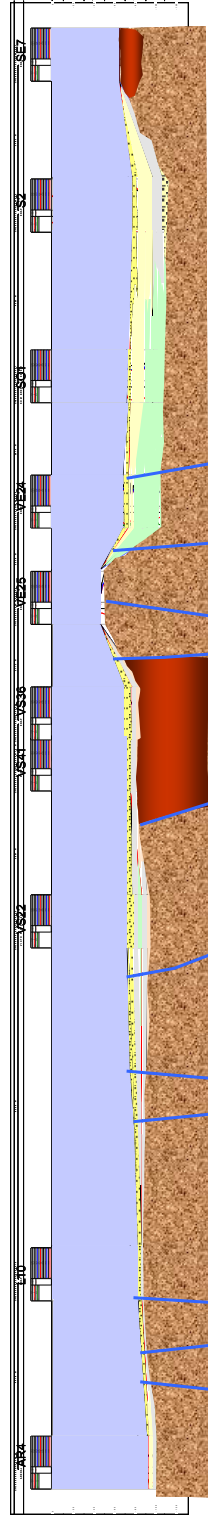
Figura 7.3 Transectas con información integrada del sector norte del área de estudio.

FIGURA 7.4 TRANSECTAS CON INFORMACIÓN INTEGRADA DEL SECTOR SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO

TRANSECTA 3
Victoria Sombrero norte.



TRANSECTA 4
Victoria Sombrero sur.



LEYENDA

- Formación Tobifera
- Basamento metamórfico
- Riollitas
- Cuenca sedimentaria pre-cretácica
- Ignimbrita
- Fallas

Figura 7.4 Transectas con información integrada del sector sur del área de estudio.

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES

En el área de estudio, las facies sedimentarias reconocidas son agrupadas en asociaciones de facies pertenecientes a zonas supramareales, intermareales, submareales y playa barrera. El modelo propuesto para el área corresponde a un estuario mixto, dominado principalmente por mareas con un aporte considerable de la energía de las olas. La zona más continental o cabeza del estuario se ubica al sur de la zona de estudio (Victoria-Sombrero), mientras que el norte corresponde a la boca del estuario (Punta Baja).

El análisis estratigráfico secuencial permite identificar una transgresión marina intermitente durante todo el período de depositación de Springhill, diferenciando dos secuencias; cada una se conforma de un *cortejo de sistema transgresivo* y un *cortejo de sistema alto*.

La interacción de la litología de los altos, el ambiente sedimentario, la pendiente y la tectónica condiciona el tipo de arena a depositar.

Los subambientes sedimentarios de alta energía son condicionantes para arenas limpias, puesto que el retrabajo de las olas permite la alta madurez y buena selección.

Existe una relación directa entre la litología del área de aporte (altos) y la calidad de las areniscas limpias.

Se observa una relación entre el aumento de pendiente y el aumento en el espesor de las facies depositadas próximas a ella. Sin embargo, no se observa una relación lineal por lo que resulta necesario integrar otros factores para explicar la generación de arenas de mejor calidad.

En condiciones de tectonismo pasivo, la litología del área de aporte, ambiente sedimentario y la pendiente, son condicionantes para la generación de arenas, mientras que en condiciones de tectonismo activo, las fallas generan un aumento en el espacio de acomodación, por lo que la transgresión es rápida, impidiendo un retrabajo en las arenas generando facies de menor calidad.

REFERENCIAS

Arbe, H., 2002. Análisis estratigráfico del cretácico de la cuenca Austral. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. En Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. 2002. Actas resúmenes. El Calafate. Pág. I-8:103-128. Buenos Aires.

Arbe, H; Fernández Bell Fano, F.2002. Los reservorios de la Formación Springhill en el área Costa Afuera. En V Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. Actas resúmenes. Pág 73-89. Mar del Plata.

Biddle, K T; Uliana, MA; Mitchum, R M; Fitzgerald, M.G.; Wright, R.C.1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, Southern South América, *International Association of Sedimentologists, Special Publication N° 8*. Pág. 41-61.

Cant, D.J., 1992. Subsurface facies analysis. In: Facies Models, Response to Sea Level Change. R. Walker&N. James (eds.), Geological Association of Canada. Pág. 27-46. Canadá.

Cañon, A. 2000. New data on stratigraphy of the magellan basin. Anales Instituto Patagonia, Serie Cs Nat. Volumen 28. Chile. Pág. 41-50.

Cattaneo,A; Steel, R.J, 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth-Science Reviews 62. Pág. 187-228.

Cecioni y Charrier., 1974. Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el canal de Mozambique. *Ameghiniana*, Tomo 11. N°.1 Pág. 1-38.

Cecioni, G. 1955. Edad y facies del grupo Springhill en Tierra del Fuego. Anales Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile, Publicación N°6, Pág. 243-256.

Clifton, H.E., 1982. Estuarine deposits, in Scholle, P.A. and Spearing, D., eds., Sandstone Depositional Environments: The American Association of Petroleum Geologists, Pág.179-189. Tulsa, Oklahoma.

Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems. In: Facies Models: Response to Sea-Level Change (Ed. By R.G. Walker and N.P. James), Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland. Pág. 195-218. Canadá.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A, Boyd, R., 1992(b). Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology, vol 62. Pág. 1130-1146.

Dalziel, I y Cortes, R., 1972. Tectonic style of the southernmost Andes and the Antarcticandes:24th International Geological Congress, Section 3. Pág.316-327.

Dalziel, I.; De Witt, M.; Palmer, K., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes, Nature:250, Pág. 291-294.

Forsythe, R. y Mpodozis, C., 1983. Geología del basamento prejurásico superior en el Archipiélago Madre de Dios. SERNAGEOMIN. Boletín 39. Magallanes, Chile.

Fuentes, A.2004, Modelo geológico de la Formación Springhill de los yacimientos Victoria Este-Sombrero, Isla Tierra del Fuego, XII región, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Galeazzi, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas basin, Argentina: American Association of Petroleum Geologists Bulletin: 82, N°4, Pág. 596-636.

Harambour, S.M. y Soffia, J.M., 1988. Transición desde el margen pasivo a cuenca de antepaís: modelo de evolución para el extremo norte de Última Esperanza. Acta V Congreso Geológico Chileno. Magallanes, Chile. Tomo I, Pág 385-402.

Hervé, F., Davison, J., Godoy, E., Mpodozis, C., Covacevich, V., 1981. The late Paleozoic in Chile: stratigraphic, structure, and possible tectonic framework. Acad. Brasileira de Ciencias. N°53. Pág. 361-373

McCubbin D.G., 1982. Barrier-Island and Strand-Plain Facies, in Scholle, P.A. and Spearing, D., eds., Sandstone Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma. Pág.247-279.

Mella P.,2001. Control tectónico en la evolución de la cuenca de antepaís de Magallanes, XII región, Chile. Memoria para obtener el título de geólogo. Universidad de Concepción.

Miall, A.D., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Petrology 61, Toronto. Pág. 497-505.

Moraga, J., Lara, A., Bravo, P., Donoso, L., Farfán., 1995. Aplicaciones de FAPS y análisis de facies sísmicas de Springhill en el área de Sombrero. Informe Inédito Enap. Chile. Pág 25.

Morley Cris K.,2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. AAPG Bulletin, v.86, n°6. Pág. 961-978.

Mpodosis, C., 2006. Proyecto Tranquilo-Otway Informe Final. Informe inédito Sipetrol S.A. Chile. Pág. 290

Natland M. L.,1974. A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. Geol.Soc. of Am. Bulletin. Memoir pág139.

Pedrazzini, M; Cagnolatti, M., 2002. Los reservorios de la Formación Springhill en el territorio continental. Acta V Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. Mar del Plata. Pág. 49-73.

Pittion, J.L; Arbe, H.A., 1999. Sistema Petrolero de la Cuenca Austral. Acta IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina, Tomo 1. Pág. 506.

Rider, M.,1996. The Geological Interpretation of Well Logs. Whittles Publishing, 2nd Edition. Aberdeen, Escocia. Pág. 280.

Romero, G., 1994. Posibilidades de petróleo en el hipotético yacimiento compuesto Victoria-Chillán. Archivo Técnico ENAP. Chile.

Sanchez, J; Le Roux, J., 2003. Mesozoic sedimentation on an isolated platform at the easter entrance to the Strait of Magallan, Tierra del Fuego. Revista geológica de Chile. Vol. 30, número 2. Pág 144-157.

Schlumberger Educational Services. 1989. Principios/Aplicaciones de la Interpretación de Registros. Pág.198. México.

Thomas, C., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile.American Association of Petroleum Geologists. Bull., Vol. 33. Pág 1555-1578.

Weimer, R.J., Howard, J.D. and Lindsay, D.R.,1982. Tidal flats and Associated Tidal Channels. In: Sandstone Depositacional Enviroments. P.A. Scholle and D. Spearing (eds.), A.A.P.G. Memoir31. Tulsa, Oklahoma. Pág. 191-245.

Zilli, N; Pedrazzini, M ;Peroni, G., 2002. La cuenca Austral. Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires. El Calafate, III-3 Pág. 607-662.