

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA
DE MARGARITA, ESTADO NUEVA ESPARTA, VENEZUELA**

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el **Br. Ott C., Gustavo A.**
para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, octubre de 2023

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**“MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA
DE MARGARITA, ESTADO NUEVA ESPARTA, VENEZUELA”**

Tutor Académico: PhD Lenin González
Cotutor Académico: Steffany Carmona

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el bachiller **Ott C., Gustavo A.**
para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, octubre de 2023

Caracas, octubre de 2023

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Ott Coll, Gustavo Andrés, titulado:

MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA, ESTADO NUEVA ESPARTA, VENEZUELA

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Títulos de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran **APROBADO**.

Prof. Lenin González
Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Mauricio Hernández
Jurado

*Este trabajo está dedicado a mi madre **YOLANDA**, a mi padre **GUSTAVO**
y a mi hermano **ALEJO**, quienes, con su amor y apoyo incondicional,
son merecedores también de esta gran meta cumplida.*

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por ser mi casa de estudios, donde vencí la sombra de la mano de profesores y compañeros de estudio excepcionales.

A mi tutor, Lenin González, quien, con sus clases de sedimentología, me inspiró a adentrarme en esta rama y posteriormente sería mi guía para culminar mis estudios universitarios.

A mi cotutora, Steffany Carmona, por guiarme en todo el camino desde el anteproyecto hasta la culminación de la tesis, atender todas mis llamadas de ayuda y demostrar que la distancia física no es una barrera para realizar una buena tutoría.

A mis padres, por luchar para darme la mejor educación y nunca negarme nada que no fuese justo, para que pudiese tener todas las cosas que ellos nunca pudieron de pequeños; por el sacrificio que hacen a diario para mantener nuestra cabeza en alto y por siempre alentarme a lograr todo lo que me proponga por más duro que sea el camino.

A Alejo, mi hermano mayor, por ser mi compañero de vida y mi modelo a seguir desde que tengo conocimiento. Una persona querida y admirada por todos los que tienen el placer de intercambiar palabras con él, quien siempre ve las situaciones desde todos los ángulos para poder aconsejarte de la mejor manera. Gracias por estar cuando más lo necesitaba durante mi vida universitaria; por ser mi chofer, mi roomie y mi apoyo incondicional por siempre.

A mi abuela Yolanda, por ser la mejor abuela del mundo, siempre consentirme y prender velas a todos los santos, rezando, protegiéndome y pensando en mi a la distancia en todo momento. Un ejemplo de resiliencia que me ha inspirado toda la vida a superarme, demostrando que todo es posible si lo deseas lo suficientemente fuerte y tomas acción al respecto. Te amo abuela. Todavía no apagues las velas, que falta el posgrado.

A mi tía Nisky (María Verónica Castillo), la mejor geóloga del mundo, quien, a mi muy corta edad, sembró en mi un mundo lleno de rocas y minerales, y palabras complicadas, de las cuales deseaba con pasión entender a profundidad para poder llegarle un día siquiera a los talones. Por despertar algo escondido en mí, que fue suficiente para aventurarme en esta hermosa carrera de la cual aún queda mucho por aprender y espero siga siendo de su mano.

A mi familia, por ser los cimientos de lo que soy hoy en día, desde mis valores hasta mi personalidad, desde mis defectos hasta mis virtudes; nunca pudiese haber pedido una mejor familia en la cual estar. Gracias a mis padres, hermano, primos, primas, tíos, tías y abuelas, a quienes admiro por su apoyo, guía y comprensión, haciendo que los malos ratos se vieran disminuidos por todos los buenos que experimentamos juntos. Gracias por las reuniones familiares, los almuerzos, las parrillas, los cafés de greca, las tablitas de quesos franceses, las invitaciones a viajes, los regalos inesperados, las videollamadas, las ocurrencias, alguno que otro cotofio y demás momentos inolvidables que alivianaron el camino.

Al ingeniero Lino Teixeira, mi mejor amigo de la vida, geólogo de campo y especialista en arcillas, erudito de los phylum, temido por los geomorfólogos, comandante de la piqueta, portador de la brújula azimutal, catador de cafés de Estadística, farmacéuta en sus tiempos libres y jinete del Ford Fiesta. Agradezco de haberme encontrado con una persona con una visión tan parecida a la mía, que nunca me juzgó y solo me apoyó, que nunca me dejaba mal, que me ofrecía su ayuda y que me motivaba cuando yo mismo me derrumbaba. Esta tesis va por todas las reuniones de estudio y la roncha que pasamos en donde las risas nunca faltaron.

Al ingeniero geotecnista Alirio Gómez, compañero de aventuras solidario y lamepiedras oficial. La persona más brillante y cuadrada que conozco, con una estereoscopia envidiable. Para personas como tu es que existen este tipo de carreras, donde se necesita un profesional confiable, inteligente, capaz y que maneje todos los softwares que existen en el planeta tierra. No hubiese sido posible llegar hasta aquí sin tu compañerismo, las horas de estudio y los debates geológicos fervientes, que moldearon mi pensamiento y me abrieron camino a nuevas ideas. Jamás podré pagarte todo lo que hiciste por mí en Geotecnia II.

A la ingeniera Heidy Hernández, lamepiedras oficial, quien, con sus cualidades sobreprotectoras, me permitió llegar tan lejos en la carrera y cumplir con esta tesis. Gracias por ser una gran compañera de estudio y extenderme tu mano cuando más la necesitaba.

RESUMEN

Ott C., Gustavo A.

MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL FLYSCH EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA, ESTADO NUEVA ESPARTA, VENEZUELA

Tutor Académico: PhD Lenin González. Cotutor Académico: Ing. Steffany Carmona. Tesis, Caracas U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. Año 2023, 159p.

Palabras Clave: Isla de Margarita-Nueva Esparta (Estado), secciones estratigráficas, edad Eoceno Medio, secuencia tipo *Flysch*, modelo sedimentológico.

La Isla de Margarita cuenta con dos secciones estratigráficas de edad Eoceno, la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero, las cuales han sido estudiadas por distintos autores, destacando MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002). Estos depósitos han sido definidos en estos trabajos como una secuencia tipo *Flysch*, debido a sus características de intercalaciones rítmicas y su contenido fósil y litológico, típico de turbiditas; aflorando al sureste de la Isla de Margarita, en las cercanías de las poblaciones de Pampatar, Las Bermúdez-El Manglillo, La Isleta y Punta Mosquito.

A pesar de existir estudios previos, no existe un trabajo que explique la configuración de estos depósitos dentro de un modelo que permita entender a profundidad sus procesos depositacionales. Es por ello, que se llevó a cabo un estudio que tiene como objetivo recopilar toda la información de autores y columnas estratigráficas preexistentes de la zona de estudio, y compararlas para definir unidades litológicas, determinar las facies sedimentarias y sus respectivas asociaciones, generando así un modelo sedimentológico del *Flysch* de edad Eoceno de la Isla de Margarita.

Con base en las comparaciones de las columnas estratigráficas, se definieron 7 unidades informales, entre las secciones de la Formación Pampatar (Punta Gorda y Punta Moreno) y el Grupo Punta Carnero; las cuales coinciden entre los principales autores utilizados para este estudio (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002). Dentro de estas unidades, se definieron 11 facies sedimentarias tomando en cuenta los modelos de facies de MUTTI & LUCCHI (1972) y PICKERING *et al.* (1986).

Las asociaciones de facies se realizaron principalmente a partir de los flujos gravitacionales de sedimento definidos por MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976) en conjunto con los estudios actualizados de SHANMUGAM (2021). En este caso, se detectó un predominio de flujos de detritos (arcillosos y arenosos), corrientes de fondo y flujos turbulentos (corrientes turbidíticas), y en menor proporción, flujos de granos y evidencias de flujos fluidizados. Los depósitos generados por estos flujos definen asociaciones que van desde zonas de la plataforma exterior y el talud, hasta zonas de la llanura de cuenca.

En la base de ambas secciones estratigráficas (Formación Pampatar y Grupo Punta Carnero), fue posible identificar, por primera vez, lo que se conoce actualmente como “depósitos de

transporte de masa" (*MTD*), los cuales abarcan flujos de detritos, deslizamientos y *slumps*, a través de un proceso continuo intergradacional (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011). Estas secuencias se presentan como cuerpos litológicos de poca continuidad lateral embebidos dentro de una matriz arcillo-arenosa, representando un 30% de la Formación Pampatar y un 40% del Grupo Punta Carnero. La morfología de los *MTD* puede ser muy variada, llegando a comportarse como abanicos submarinos, canales, lóbulos y comúnmente con forma de "lengua".

Se definieron dos (2) depósitos carbonáticos representativos en el Grupo Punta Carnero (C1, inicio de la Formación El Dátil; y C2, Formación Punta Mosquito), los cuales presentan foraminíferos bentónicos grandes y algas rojas, y foraminíferos planctónicos. El contenido fósil y las evidencias de retrabajo, indican que estos carbonatos se comportaron como bioclastos, exhibiendo estructuras típicas de la secuencia BOUMA habiendo sido depositados por corrientes turbidíticas. Dentro de estos depósitos principalmente carbonáticos, se detectó siempre la presencia de depósitos de transporte de masa, siendo una evidencia directa de la capacidad que tienen los *MTD* de transportar, en este caso, sedimentos desde zonas de la plataforma exterior y el talud superior, donde se encontraban carbonatos típicos de plataforma, hasta zonas de la cuenca que superan los 2000 m de profundidad (icnofacies Nereites).

El modelo, se dividió en cuatro etapas, que van desde las edades Eoceno Medio hasta el Eoceno Superior, revelando que las rocas del *Flysch* se depositaron en un sistema inicialmente dominado por grandes depósitos de transporte de masa (*MTD*) que, posteriormente, hacia el suroeste, continuó con carbonatos de plataforma continental, hemipelagitas y pelagitas en zonas distales, marino profundo, dominadas por corrientes de fondo y corrientes turbidíticas (Grupo Punta Carnero); y al noreste, depósitos canalizados dentro de un abanico submarino progradante, con poca presencia de carbonatos, generados principalmente por corrientes turbidíticas, flujos de granos y posiblemente flujos de detritos arenosos (Formación Pampatar).

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. GENERALIDADES | 1 |
| 1.2. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO..... | 1 |
| 1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA..... | 3 |
| 1.4. OBJETIVO GENERAL..... | 3 |
| 1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 3 |
| 1.6. ALCANCE | 3 |
| 1.7. JUSTIFICACIÓN | 4 |
| 1.8. ANTECEDENTES | 4 |
| CAPÍTULO II: MARCO METODOLÓGICO..... | 7 |
| 2.1. ETAPAS DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN..... | 8 |
| 2.1.1. ETAPA I: Revisión de la información y recopilación de columnas estratigráficas pertenecientes a la zona de estudio..... | 8 |
| 2.1.2. ETAPA II: Comparación de columnas estratigráficas encontradas en la etapa de revisión | 8 |
| 2.1.3. ETAPA III: Codificación de facies sedimentarias y asociaciones de facies..... | 8 |
| 2.1.4. ETAPA IV: Integración de datos para la elaboración del Modelo Sedimentológico | 9 |
| 2.2. PRODUCTO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN | 9 |
| CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO..... | 10 |
| 3.1. BASES CONCEPTUALES | 10 |
| 3.1.1. Facies sedimentológicas..... | 10 |
| 3.1.2. Asociación de facies | 10 |
| 3.1.3. Turbiditas | 11 |
| 3.1.4. Flujos gravitacionales de sedimento..... | 12 |
| 3.1.5. Facies de ambientes marino profundo | 13 |
| 3.1.5.1. Secuencia de BOUMA (1962)..... | 13 |
| 3.1.5.2. Facies de MUTTI & LUCCHI (1972) | 15 |
| 3.1.5.3. Facies de PICKERING et al. (1986)..... | 18 |
| 3.1.6. Asociación de facies de abanico submarino..... | 21 |
| CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA REGIONAL..... | 23 |
| 4.1. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA ISLA DE MARGARITA..... | 23 |
| 4.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DE LA ISLA DE MARGARITA | 29 |
| 4.3. GEOLOGÍA LOCAL..... | 39 |

| | |
|---|-----|
| 4.3.1. Estratigrafía de la Formación Pampatar | 39 |
| 4.3.1.1. Sección estratigráfica de Punta Gorda..... | 40 |
| 4.3.1.2. Sección estratigráfica de Punta Moreno | 44 |
| 4.3.2. Estratigrafía del Grupo Punta Carnero | 49 |
| 4.3.2. Geología Estructural Local | 56 |
| CAPÍTULO V: RESULTADOS..... | 59 |
| 5.1. ESTUDIOS PETROGRÁFICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO | 59 |
| 5.2. EDAD DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DEL <i>FLYSCH</i> | 63 |
| 5.3. FUENTE DE SEDIMENTOS DE LOS DEPÓSITOS DEL <i>FLYSCH</i> | 65 |
| 5.4. FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES ENCONTRADAS..... | 67 |
| 5.5. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO..... | 71 |
| 5.5.1. Columnas estratigráficas de la Formación Pampatar | 74 |
| 5.5.1.1. Columnas estratigráficas de la Sección Punta Gorda | 74 |
| 5.5.1.2. Columnas estratigráficas de la sección Punta Moreno..... | 80 |
| 5.5.2. Columnas estratigráficas de la sección Grupo Punta Carnero..... | 86 |
| 5.5.3. Comparación de columnas estratigráficas..... | 95 |
| 5.5.3.1. Unidades informales definidas en las comparaciones..... | 95 |
| CAPÍTULO VI: ANÁLISIS DE RESULTADOS | 102 |
| 6.1. DETERMINACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS | 102 |
| 6.1.1. Descripción de facies sedimentarias | 102 |
| 6.2. ASOCIACIONES DE FACIES..... | 107 |
| 6.2.1. Clasificación de flujos gravitacionales de sedimento | 107 |
| 6.2.2. Depósitos de transporte de masa (<i>MTD</i>)..... | 113 |
| 6.2.3. Depósitos carbonáticos | 118 |
| 6.3. MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL <i>FLYSCH</i> EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA..... | 123 |
| 6.3.3. Discusión | 131 |
| CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | 132 |
| 7.1. CONCLUSIONES..... | 132 |
| 7.2. RECOMENDACIONES..... | 134 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 135 |
| ANEXOS | |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Fig. 1: En la esquina inferior izquierda, el mapa de Venezuela. Arriba, el mapa ubicación de la Isla de Margarita, con polígonos indicando las áreas de afloramiento..... | 2 |
| Fig. 2: Flujograma metodológico..... | 7 |
| Fig. 3: Esquema de las partes de una corriente de turbidez. Modificado de MEZA (2015).. | 11 |
| Fig. 4: Clasificación de los flujos gravitacionales de sedimento; en MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976). Modificado de MUTTI <i>et al.</i> (1999)..... | 12 |
| Fig. 5: La secuencia de Bouma y su interpretación. Modificado de WALKER (1967)..... | 13 |
| Fig. 6: La secuencia de Bouma (a) y su "cono depositacional" (b) (BOUMA, 1962)..... | 14 |
| Fig. 7: Principales procesos erosivos y depositacionales que operan en un sistema turbidítico dominado por flujos altamente eficientes. Modificado de MUTTI <i>et al.</i> (1999)..... | 16 |
| Fig. 8: Facies y procesos inferidos asociados a una corriente de turbidez bipartita ideal. Modificado de MUTTI <i>et al.</i> (1999)..... | 17 |
| Fig. 9: Clasificación de depósitos de aguas profundas (MUTTI & LUCCHI, 1975), modificado por PICKERING <i>et al.</i> (1986). | 19 |
| Fig. 10: Resumen de criterios para el reconocimiento de facies. Modificado de PICKERING <i>et al.</i> (1986)..... | 19 |
| Fig. 11: Esquema de clasificación de los sedimentos de aguas profundas. El diagrama ilustra la naturaleza jerárquica del esquema. Las clases de facies se definen sobre la base del tamaño de grano (Clases A-E), organización interna (Clase F) y composición (Clase G). Los grupos de facies se distinguen sobre la base de la organización interna de las estructuras y texturas. Las facies individuales se basan en estructuras internas, espesores y composición. Modificado de PICKERING <i>et al.</i> (1986). | 20 |
| Fig. 12: Marco depositacional de facies turbidíticas (MUTTI & LUCCHI, 1972). Modificado por NILSEN (1984)..... | 22 |
| Fig. 13: Megasecuencias de varias asociaciones de facies turbidíticas según el modelo de MUTTI & LUCCHI (1972), dibujado por NILSEN (1984)..... | 22 |
| Fig. 14: Paleogeografía del Paleoceno Temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 23 |
| Fig. 15: Paleogeografía del Eoceno Temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 24 |
| Fig. 16: Paleogeografía del Eoceno Medio temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las | |

| | |
|--|----|
| posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 25 |
| Fig. 17: Paleogeografía del Eoceno Tardío temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 26 |
| Fig. 18: Paleogeografía del Oligoceno Tardío en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 27 |
| Fig. 19: Paleogeografía del Mioceno Temprano tardío en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 28 |
| Fig. 20: Paleogeografía del Mioceno Medio tardío en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retrodeformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 28 |
| Fig. 21: Disposición estratigráfica de la región de Nueva Esparta, desde el Jurásico hasta el Reciente. Modificado de CIEN (2002, Web). | 38 |
| Fig. 22: Mapa de la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas por CAMPOS & GUZMÁN (2002). Mapa base de MUÑOZ (1973); tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 39 |
| Fig. 23: Ubicación de los afloramientos de la Formación Pampatar. En color marrón, los afloramientos de edad Eoceno y en color verde los de edad Cretácico. Tomado de CONTRERAS (2002). | 40 |
| Fig. 24: Interestratificación de ftanita y tobas; parte basal de la sección de Punta Gorda. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 41 |
| Fig. 25: Estructuras de almohadillas y bolas en las areniscas basales de la sección de Punta Gorda Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 41 |
| Fig. 26: Capas de conglomerados y areniscas, con poca continuidad lateral envueltos dentro de una matriz arcillosa-arenosa. Sección de Punta Gorda. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 42 |
| Fig. 27: Areniscas amalgamadas con morfología de canal, con bases erosivas y estructuras esferoidales de cementación diferencial. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 43 |
| Fig. 28: Algunas estructuras sedimentarias observadas en la sección de Punta Gorda. a) Huellas de carga; b) Rizaduras. Imágenes tomadas por CONTRERAS (2002). | 43 |

| | |
|--|----|
| Fig. 29: Estratificación cruzada. Localidad Campiare. Tomado de CONTRERAS (2002). .. | 44 |
| Fig. 30: Intervalo basal conglomerático de la sección de Punta Moreno. a) Gradación normal de los conglomerados pasando a areniscas de grano grueso, medio y fino hacia el tope. b) y c) Conglomerado a detalle, soportado por clastos redondeados y dispuestos caóticamente (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). | 45 |
| Fig. 31: Areniscas con cementación calcítica diferencial. Tope de la sección de Punta Moreno. Tomado de CONTRERAS (2002). | 46 |
| Fig. 32: Deformación plástica en capa de arenisca dentro de un intervalo arcilloso. Pliegue <i>slump</i> , observado en Punta Moreno, por CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 46 |
| Fig. 33: Intercalación de areniscas y limolitas en la localidad de Punta Ballena. En a) se puede notar como aumenta la potencia de las limolitas hacia el tope, a diferencia de b) donde predominan espesores mayores de arenisca. Tomado de CONTRERAS (2002)..... | 47 |
| Fig. 34: Areniscas con cementación calcítica diferencial. Parte media de la sección de Punta Ballena. Tomado de CONTRERAS (2002)..... | 47 |
| Fig. 35: En a) intercalación monótona de turbiditas, Punta Ballena - Morro el Vigía, tomada de CAMPOS & GUZMÁN (2002); en b) intercalación monótona de areniscas y limolitas en Morro el Vigía; y en c) Estratificación lenticular, Morro el Vigía. (CONTRERAS ,2002)..... | 48 |
| Fig. 36: Afloramientos del Grupo Punta Carnero. Tomado de CONTRERAS (2002). | 50 |
| Fig. 37: Corte esquemático del Grupo Punta Carnero en su sección tipo (CHEVALIER, 1987; en CONTRERAS, 2002). | 50 |
| Fig. 38: Capa de caliza orbitoidales y areniscas calcáreas en la base de la Formación Las Bermúdez. Rumbo de la foto N30W. Tomado de CONTRERAS (2002)..... | 51 |
| Fig. 39: Cuerpos litológicos en Formación Las Bermúdez. a) Evidencia de la poca continuidad de los cuerpos y la matriz arcillo-arenosa en la que están embebidos. b) Conglomerado de clastos redondeados con un arreglo caótico. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). ... | 51 |
| Fig. 40: Contacto basal de la Formación El Dátil. Secuencia de calizas orbitoidales intercaladas con areniscas calcáreas que generan altos topográficos. Rumbo de la foto N20W. Tomado de CONTRERAS (2002)..... | 52 |
| Fig. 41: Niveles de concreciones en las capas de arcilitas de la Formación el Dátil. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 53 |
| Fig. 42: Aumento de los espesores de arcilitas y disminución de capas de arenisca. Valle del Dátil. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 53 |
| Fig. 43: Estructuras y fósiles en Formación Punta Mosquito, zona de la Isleta. a) Caliza tipo <i>rudstone</i> ; b) caliza compuesta por rodolitos de algas rojas mayores a 4 cm. (c) Huella fósil. (d) Pliegue tipo <i>slump</i> . Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 55 |
| Fig. 44: Filas de cerros en la base de la Formación el Dátil. Capas muy inclinadas y algunas volcadas. División de los cerros producida por fallas paralelas de dirección N60W. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 58 |
| Fig. 45: Costa de Punta Mosquito, localidad La Isleta. a) pliegue anticlinal volcado con plano axial N35E40N ; b) falla de tipo inversa con orientación N20E. Tomado de CONTRERAS (2002). | 58 |

| | |
|---|----|
| Fig. 46: Principales efectos diagenéticos en sedimentos siliciclásticos. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 62 |
| Fig. 47: Principales efectos diagenéticos en sedimentos carbonáticos. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 62 |
| Fig. 48: Triángulos Q-F-L y Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979), utilizados para definir la fuente de sedimentos de la Formación Pampatar. Tomado de CONTRERAS (2002). | 65 |
| Fig. 49: Triángulos Q-F-L y Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979), utilizados para definir la fuente de sedimentos del Grupo Punta Carnero. Tomado de CONTRERAS (2002)..... | 66 |
| Fig. 50: Columnas estratigráficas esquematizadas de las localidades tipo de la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero. Tomado de CONTRERAS (2002)..... | 69 |
| Fig. 51: Asociaciones de facies de MUTTI & LUCCHI (1978), en CONTRERAS (2002)..... | 70 |
| Fig. 52: Leyenda para las litologías, empleadas a lo largo de todas las secciones sedimentarias esquemáticas..... | 71 |
| Fig. 53: Leyenda para las estructuras sedimentarias, empleadas a lo largo de todas las secciones sedimentarias esquemáticas. | 72 |
| Fig. 54: Leyenda para la lectura de flechas y la secuencia BOUMA, empleadas a lo largo de todas las secciones sedimentarias esquemáticas. | 73 |
| Fig. 55: Sección esquemática de Punta Gorda, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de MUÑOZ (1973). | 75 |
| Fig. 56: Sección esquemática de Punta Gorda, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 77 |
| Fig. 57: Sección esquemática de Punta Gorda, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CONTRERAS (2002). | 79 |
| Fig. 58: Sección esquemática de Punta Moreno, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de MUÑOZ (1973). | 81 |
| Fig. 59: Sección esquemática de Punta Moreno, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 83 |
| Fig. 60: Sección esquemática de Punta Moreno, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CONTRERAS (2002). | 85 |
| Fig. 61: Sección esquemática del Grupo Punta Carnero; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de MUÑOZ (1973)..... | 88 |
| Fig. 62: Sección esquemática del Grupo Punta Carnero; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CAMPOS & GUZMÁN (2002). | 91 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 63: Sección esquemática del Grupo Punta Carnero; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CONTRERAS (2002). | 94 |
| Fig. 64: Panel comparativo de las secciones medidas en la localidad de Punta Gorda, Formación Pampatar, por los 3 autores utilizados como referencia para este trabajo. Se indica litología, estructuras sedimentarias, secuencias BOUMA y unidades informales (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002). | 99 |
| Fig. 65: Panel comparativo de las secciones medidas en la localidad de Punta Moreno, Formación Pampatar, por los 3 autores utilizados como referencia para este trabajo. Se indica litología, estructuras sedimentarias, secuencias BOUMA y unidades informales (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002). | 100 |
| Fig. 66: Panel comparativo de las secciones correspondientes al Grupo Punta Carnero, medidas por los 3 autores utilizados como referencia para este trabajo. Se indica litología, estructuras sedimentarias, secuencias BOUMA y unidades informales (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002). | 101 |
| Fig. 67: Facies CD. | 102 |
| Fig. 68: Facies AM. | 103 |
| Fig. 69: Facies AE. | 103 |
| Fig. 70: Facies AC. | 103 |
| Fig. 71: Facies AD. | 103 |
| Fig. 72: Facies A-LI. | 104 |
| Fig. 73: Facies LIL-A | 104 |
| Fig. 74: Facies LIL-Z. | 104 |
| Fig. 75: Facies L-Z. | 105 |
| Fig. 76: Facies W. | 105 |
| Fig. 77: Facies H. | 105 |
| Fig. 78: Clasificación de los flujos gravitacionales de sedimento; en MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976). | 107 |
| Fig. 79: Secciones transversales esquemáticas ilustrando el espectro de procesos de deformación de talud. Estos procesos forman un proceso continuo desde <i>creeps</i> (cm/año) hasta las caídas de detritos (m/s). Tomado y modificado de (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011). | 113 |
| Fig. 80: Columna esquemática realizada por MUÑOZ en 1973. Formación Las Bermúdez, del Grupo Punta Carnero, zona Las Bermúdez-El Manglillo. Modificado de MUÑOZ (1973). . | 115 |
| Fig. 81: Figura esquemática con las diferentes facies de <i>MTD</i> . Modificado de WEIMER & SLATT (2007). | 117 |
| Fig. 82: Entornos depositacionales de <i>MTD</i> compuestos mayoritariamente por detritos (<i>debrites</i>). Tomado y modificado de SHANMUGAM (2021). | 117 |
| Fig. 83: Esquema ilustrando las distintas zonas de la plataforma, talud y cuenca, con sus depósitos carbonáticos asociados. En los cuadros rojos, la plataforma externa y depósitos | |

| | |
|---|-----|
| carbonáticos mencionados por CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002) en sus estudios petrográficos. Ejemplo del arrecife “Capitán” del Pérmico Superior en Nuevo México y Texas. Tomado y modificado de POMAR (2001). | 119 |
| Fig. 84: Columna esquemática de la Formación Punta Mosquito. En rojo, los depósitos <i>MTD</i> dentro de la secuencia principalmente carbonática C2. No se indica espesor exacto. Modificado de MUÑOZ (1973). | 120 |
| Fig. 85: Columna esquemática de la sección tipo de la Formación Pampatar, mostrando sus unidades, facies, flujos gravitatorios de sedimento predominantes y secundarios, depósitos de masa (<i>MTD</i>) y las posibles zonas depositacionales de las facies dentro del sistema... 121 | |
| Fig. 86: Columna esquemática del Grupo Punta Carnero, mostrando sus unidades, facies, flujos gravitatorios de sedimento predominantes y secundarios, depósitos de masa (<i>MTD</i>), depósitos carbonatos (DC) y las posibles zonas depositacionales de las facies dentro del sistema. | 122 |
| Fig. 87: Etapa 1 del modelo sedimentológico. Eoceno Medio. Sistema controlado por depósitos de transporte de masa (<i>MTD</i>), que al noreste “canibalizan” depósitos canalizados. Modificado de READING & RICHARDS (1994)..... | 124 |
| Fig. 88: Etapa 2 del modelo sedimentológico. Eoceno Medio. Sistema controlado al suroeste por depósitos distales carbonáticos, y al noreste depósitos canalizados. Modificado de READING & RICHARDS (1994). | 125 |
| Fig. 89: Etapa 3 del modelo sedimentológico. Momento tardío del Eoceno Medio. Sistema controlado por depósitos pelágicos y hemipelágicos, distales y de llanura de cuenca. Modificado de READING & RICHARDS (1994)..... | 127 |
| Fig. 90: Etapa 4 del modelo sedimentológico. Eoceno Medio-Eoceno tardío. Sistema controlado por carbonatos de plataforma continental y flujos de detritos. Modificado de READING & RICHARDS (1994). | 128 |
| Fig. 91: Esquema de la paleogeografía del Eoceno Medio al norte de Sudamérica, mostrando el descenso de carbonatos desde zonas emergentes o casi emergentes, y abanicos submarinos que alimentaron los depósitos de ambiente marino profundo del <i>Flysch</i> de la Isla de Margarita. Cuadrícula con coordenadas de latitud y longitud retrodeformadas, con posiciones relativas de las placas tectónicas. Los contornos de los accidentes geográficos están en posiciones restauradas. Modificado de PINDELL <i>et al.</i> (1998). | 130 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|-----|
| Tabla 1: descripción de unidades presentes en la zona de estudio a nivel regional. Se detalla el Grupo, Formación o Miembro, su edad, localidad tipo, litología, fósiles, contactos, correlación y paleoambiente. | 30 |
| Tabla 2: Composición, características generales y contenido fósil de las secciones petrográficas estudiadas por MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002). | 59 |
| Tabla 3: Evidencias de diagénesis tardía, en las secciones petrográficas estudiadas por CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002). | 61 |
| Tabla 4: Análisis bioestratigráficos y edades para los depósitos del <i>Flysch</i> , indicadas por CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002). | 63 |
| Tabla 5: Nomenclatura y descripción de facies de CAMPOS & GUZMÁN (2002)..... | 67 |
| Tabla 6: Asociaciones de facies con sus respectivas litofacies involucradas (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). | 68 |
| Tabla 7: Comparación de las facies determinadas con las facies de MUTTI & LUCCHI (1972) y con el modelo de facies de PICKERING <i>et al.</i> (1986)..... | 106 |
| Tabla 8: Asociaciones de facies con respecto a sus flujos gravitatorios de sedimento y posibles zonas de ubicación dentro del sistema depositacional. | 112 |

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

Las turbiditas se conciben como depósitos marino profundos, originados por el colapso gravitacional de materiales clásticos acumulados cerca del talud (MEZA, 2015). Litológicamente, MUTTI *et al.* (1999), las definen como una gradación que consta de una intercalación de arenisca y lutita que ha sido depositada por una corriente de turbidez y comúnmente está cubierta por una lutita hemipelágica. El término “*Flysch*” se utiliza con mucha frecuencia para denominar depósitos rítmicos, esencialmente turbidíticos, formados en las etapas anteriores a la deformación de una cadena montañosa (preorogenia). Estos depósitos serían los más recientes de las cuencas de antearco y de las cuencas de retroarco (VERA, 1994), y con frecuencia también los más recientes de las cuencas de antepaís (ALLEN & HOMEWOOD, 1986); en todos los casos alimentados desde los nuevos relieves.

En la Isla de Margarita se encuentran ubicadas dos secciones estratigráficas identificadas como depósitos marino profundo, transportados a través de flujos de detritos, flujos de granos, flujos turbulentos y corrientes de fondo; la Formación Pampatar, compuesta de sedimentos siliciclásticos, con menores cantidades de carbonatos, depositada en canales y abanicos submarinos; y el Grupo Punta Carnero, caracterizado por carbonatos, lutitas hemipelágicas y pelágicas, indicando zonas distales y profundas dentro de la cuenca sedimentaria. Ambas secciones originadas durante un marco tectónico regional activo principalmente en el Eoceno Medio, presentan secuencias turbidíticas tipo *Flysch*.

A partir de la integración de estudios previos y las secciones estratigráficas realizadas por MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), se aplicaron las caracterizaciones de autores especializados en el estudio de depósitos marino profundo, en aras de definir las facies y sus asociaciones, para finalmente efectuar un modelo sedimentológico y entender mejor la configuración y formación del *Flysch* de la Isla de Margarita.

1.2. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la Isla de Margarita, perteneciente al estado Nueva Esparta, al noreste de Venezuela (Figura 1). Propiamente en la isla, la sección de estudio se encuentra dentro de los municipios Maneiro, Mariño y Díaz, en las cercanías de las poblaciones de Pampatar, La Isleta, Punta Mosquito y Las Bermúdez-El Manglillo.

Las zonas de afloramiento ubicadas en Pampatar limitan al este y al sur con el Mar Caribe, hacia el norte con la Laguna de Gasparico y hacia el oeste con las poblaciones de Los Cerritos, El Pilar y Mundo Nuevo. Estas zonas se encuentran dentro de las coordenadas U.T.M.: 1.218.500 N - 1.214.000 N - 415.400 E - 410.000 E.

Las áreas de afloramiento localizadas en La Isleta, Punta Mosquito y Las Bermúdez-El Manglillo, limitan con el Mar Caribe en su parte meridional y oriental, en el norte con la

población de El Silguero, la Laguna Las Marites y la población Las Bermúdez, mientras que al este limitan los caseríos de Las Vásquez y Orinoco. Estos afloramientos están delimitados por las coordenadas U.T.M.: 1.207.500 N - 1.204.600 N - 403.300 E - 391.000 E.

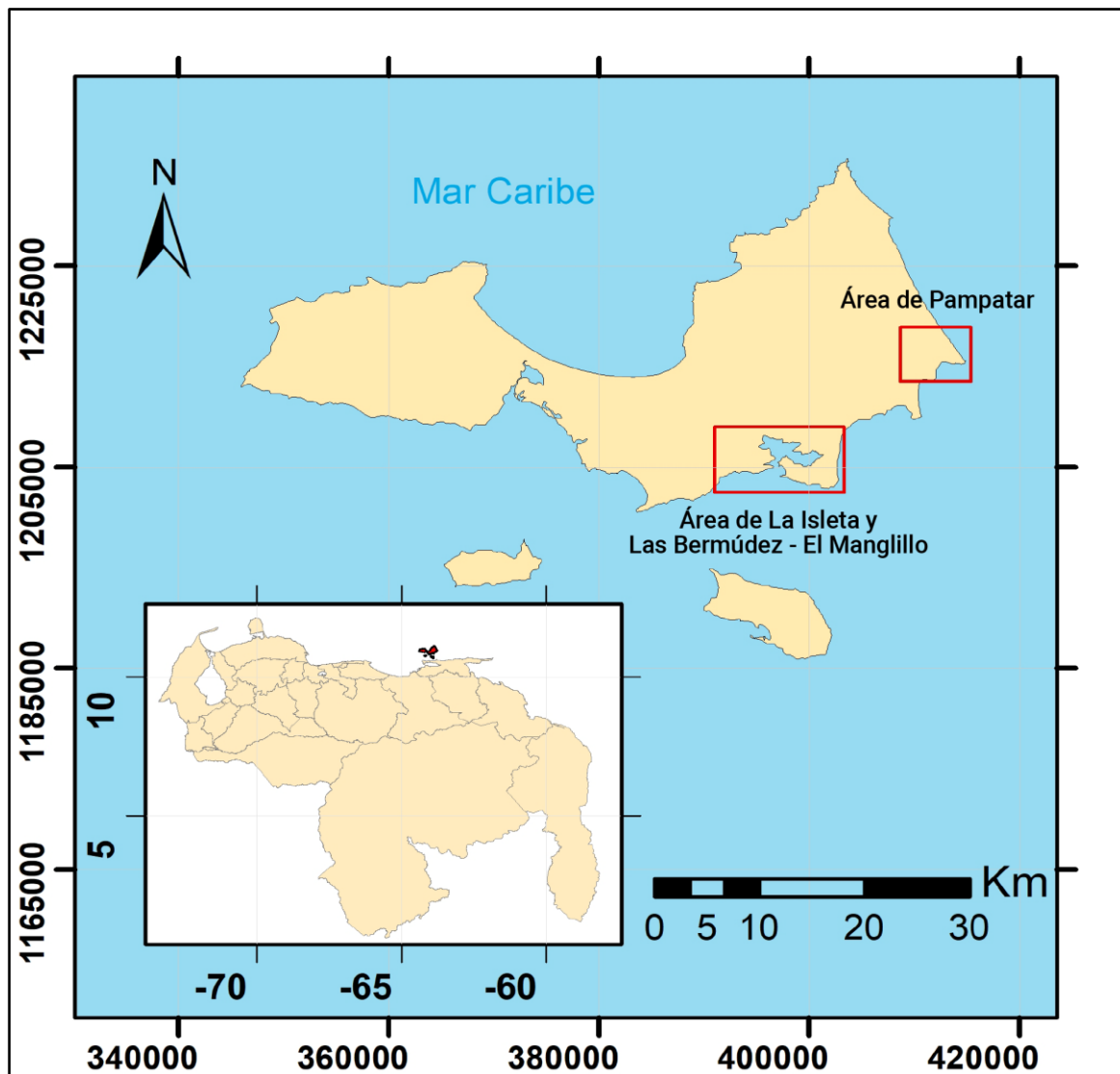


Fig. 1: En la esquina inferior izquierda, el mapa de Venezuela. Arriba, el mapa ubicación de la Isla de Margarita, con polígonos indicando las áreas de afloramiento.

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las características sedimentológicas de las secciones tipo *Flysch* en las localidades de Pampatar, Punta Mosquito, La Isleta y Las Bermúdez-El Manglillo, han sido estudiadas por diversos autores a lo largo del tiempo (F. DE RIVERO, 1956; JAM & MÉNDEZ, 1962; BERMÚDEZ & GÁMEZ, 1966; GONZÁLEZ DE JUANA, 1968; MUÑOZ, 1973; MORENO & CASAS, 1986; CASAS *et al.*, 1995; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002), los cuales han identificado características texturales y composicionales, así como también orígenes y posibles ambientes depositacionales. Sin embargo, los criterios de descripción e interpretación de los procesos sedimentarios son particulares de cada autor, con coincidencias en varios aspectos, pero también diferencias. Por lo tanto, no se tiene un modelo unificado que pueda darle una respuesta profunda al proceso de formación del *Flysch* de la Isla Margarita a través del tiempo.

1.4. OBJETIVO GENERAL

- Elaborar un Modelo Sedimentológico del *Flysch* Eoceno de la Isla de Margarita, estado Nueva Esparta.

1.5. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ❖ Definir unidades depositacionales a través de la comparación de columnas sedimentarias preexistentes del *Flysch*.
- ❖ Codificar las facies sedimentológicas integrando los datos encontrados en las secciones estratigráficas.
- ❖ Establecer la asociación de facies y ambientes de los depósitos sedimentarios que componen las secuencias estratigráficas
- ❖ Integrar la información obtenida para producir un modelo sedimentológico de los depósitos tipo *Flysch* identificados en la Isla de Margarita.

1.6. ALCANCE

Mediante esta investigación se busca crear un modelo que permita comprender mejor el proceso formador de los depósitos tipo *Flysch* de la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero, de la Isla de Margarita.

Este trabajo comprende un aporte al conocimiento y una profundización del entendimiento de este tipo de secuencias sedimentarias, fomentando e incentivando estudios de estas características en el resto de los depósitos turbidíticos del país.

Además, en depósitos marino profundo de estas características es posible encontrar rocas madre, yacimientos y sellos estratigráficos, por lo que entender su configuración podría significar un aporte en el campo del conocimiento petrolífero y aplicarse en investigaciones de otras secuencias sedimentarias similares.

1.7. JUSTIFICACIÓN

Realizar una descripción y modelo sedimentológico del *Flysch*, permite una mejor comprensión del origen de estos depósitos y sus mecanismos de sedimentación. En Venezuela existen secuencias tipo *Flysch* en varias zonas del territorio; realizar un estudio sedimentológico en una de estas, es el primer paso para elaborar un modelo de depositación a gran escala en el futuro.

Ciertamente, existen investigaciones previas que explican la secuencia *Flysch*, pero hasta ahora no se ha realizado un modelo sedimentológico unificado y tampoco una comparación entre las diferentes columnas estratigráficas existentes de la zona para identificar características concordantes en las mismas. De esta forma, la investigación termina siendo una contribución al conocimiento y una carta abierta a nuevas investigaciones que esclarezcan el origen y formación de este tipo de depósitos.

1.8. ANTECEDENTES

- ❖ WALL (1860, en BERMÚDEZ & GÁMEZ 1966), es quien menciona por primera vez la presencia de areniscas y lutitas en las adyacencias del área de Pampatar.
- ❖ RUTTEN (1940, en BERMÚDEZ & GÁMEZ 1966), realiza el primer trabajo referente a la geología de Margarita, menciona brevemente las rocas sedimentarias y le asigna una edad Eoceno, debido a la presencia de orbitoides.
- ❖ GONZÁLEZ DE JUANA (1947), estudia las relaciones estructurales entre la Isla de Margarita y la parte continental del Oriente de Venezuela. Propone por primera vez el nombre de Grupo Punta Carnero a la sucesión sedimentaria conformada por las actuales formaciones Punta Carnero y Pampatar; estos en una cuenca pequeña con un espesor aproximado de 1.100 m, de edad Eoceno al sureste de la isla.
- ❖ LORENZ (1949), describe la litología de las rocas sedimentarias de dos zonas de la costa sur-oriental de la isla de Margarita, bajo nombres formales para la Formación El Manglillo y Grupo Punta Carnero, ésta última con sus tres formaciones constituyentes Punta Mosquito, El Dátil, Las Bermúdez.
- ❖ PALOMBO (1950), describe la litología del Grupo Punta Carnero, con sus tres formaciones: Punta Mosquito, El Dátil y Las Bermúdez; en dos regiones de la isla de Margarita, una ubicada al suroeste cerca de Las Bermúdez y la otra en la zona de Manzanillo.

- ❖ DE RIVERO (1956), hace una descripción a detalle del Grupo Punta Carnero y analiza los datos acumulados sobre los sedimentos del Eoceno de Margarita. Menciona por primera vez los nombres de las formaciones Las Bermúdez, El Dátil y Punta Mosquito.
- ❖ JAM & MÉNDEZ (1962), publican un trabajo donde se sintetizan los trabajos realizados en la isla de Margarita, Coche y Cubagua, y aparece la primera descripción completa del Grupo Punta Carnero.
- ❖ BERMÚDEZ & GÁMEZ (1966), realizan un estudio paleontológico de una sección del Eoceno del Grupo Punta Carnero, donde estudian las faunas de foraminíferos, representadas en la sección de Las Bermúdez - El Manglillo, al suroeste de la isla de Margarita. Los autores describen por primera vez la especie *Matanzia margaritensis* provenientes de la formación Punta Mosquito y realizan una zonación bioestratigráfica.
- ❖ PAIVA (1969), estudia las secciones estratigráficas al este de la isla, en la región de Las Bermúdez. Describe formalmente el Grupo Punta Carnero, con sus tres formaciones, Punta Mosquito, El Dátil y Las Bermúdez.
- ❖ MUÑOZ (1973), en su tesis doctoral hace un estudio sedimentológico de las rocas del Eoceno de Margarita, las cuales según el autor pertenecen a una secuencia “*Flysch*” depositada en una cuenca geosinclinal marina profunda y que representan diversas variaciones de facies, expuestas en dos áreas diferentes, tanto en los afloramientos occidentales (Las Bermúdez-El Manglillo y Punta Mosquito), como en los afloramientos orientales (área de Pampatar). Introduce el nombre de Formación Pampatar para diferenciar las rocas del área de Pampatar, que son grauvacas y lutitas interestratificadas, y describe las capas de calcarenitas turbidíticas formadas únicamente por orbitoides gradados, pertenecientes al Grupo Punta Carnero. Por último, incluye en esta misma formación la unidad estratificada de ftanitas de Los Frailes, a la que considera un bloque alóctono del Cretácico.
- ❖ CASAS & MORENO (1986), realizaron análisis petrográfico y estadístico de la secuencia *Flysch* del Eoceno de la isla de Margarita, identificándose dos unidades una lutítico arenosa (Formación Pampatar) y una lutítico calcárea (Grupo Punta Carnero), se determinaron edades e interpretaciones ambientales para ambas. Este estudio fue de gran importancia debido a su aporte en el estudio petrográfico modal de secciones finas, para determinar posibles rocas fuentes.
- ❖ CASAS *et al.* (1995), a través de su investigación relacionaron la composición de las areniscas de la Formación Pampatar con su ambiente de sedimentación y ubicación geotectónica. Realizaron análisis petrográficos modales y análisis estratigráficos, logrando interpretar los ambientes, mecanismos de sedimentación y definir una edad Eoceno Medio a la formación.
- ❖ CONTRERAS (2002), genera un modelo sedimentológico de las secuencias Eoceno-Oligoceno en las cuencas La Blanquilla y Tuy-Cariaco, estableciendo una correlación

de estas secuencias con los depósitos tipo Flysch de edad Eoceno que afloran en la isla de Margarita.

- ❖ CAMPOS & GUZMÁN (2002), realizaron una caracterización sedimentológica y estratigrafía secuencial de las facies turbidíticas del *Flysch* Eoceno de la isla de Margarita, interpretando los posibles subambientes turbidíticos presentes.
- ❖ CASAS (2022), publica una revisión de la Formación Pampatar donde resume sus características estratigráficas y sedimentológicas, su contexto paleogeográfico y los hallazgos más recientes sobre la procedencia de sus sedimentos, tomando en cuenta la evolución del margen sur de la Placa Caribe y el margen norte de América del Sur durante el Cenozoico.

CAPÍTULO II: MARCO METODOLÓGICO

Buscando alcanzar los objetivos del trabajo, se planteó la metodología que puede observarse en el flujograma de la Figura 2 a continuación:

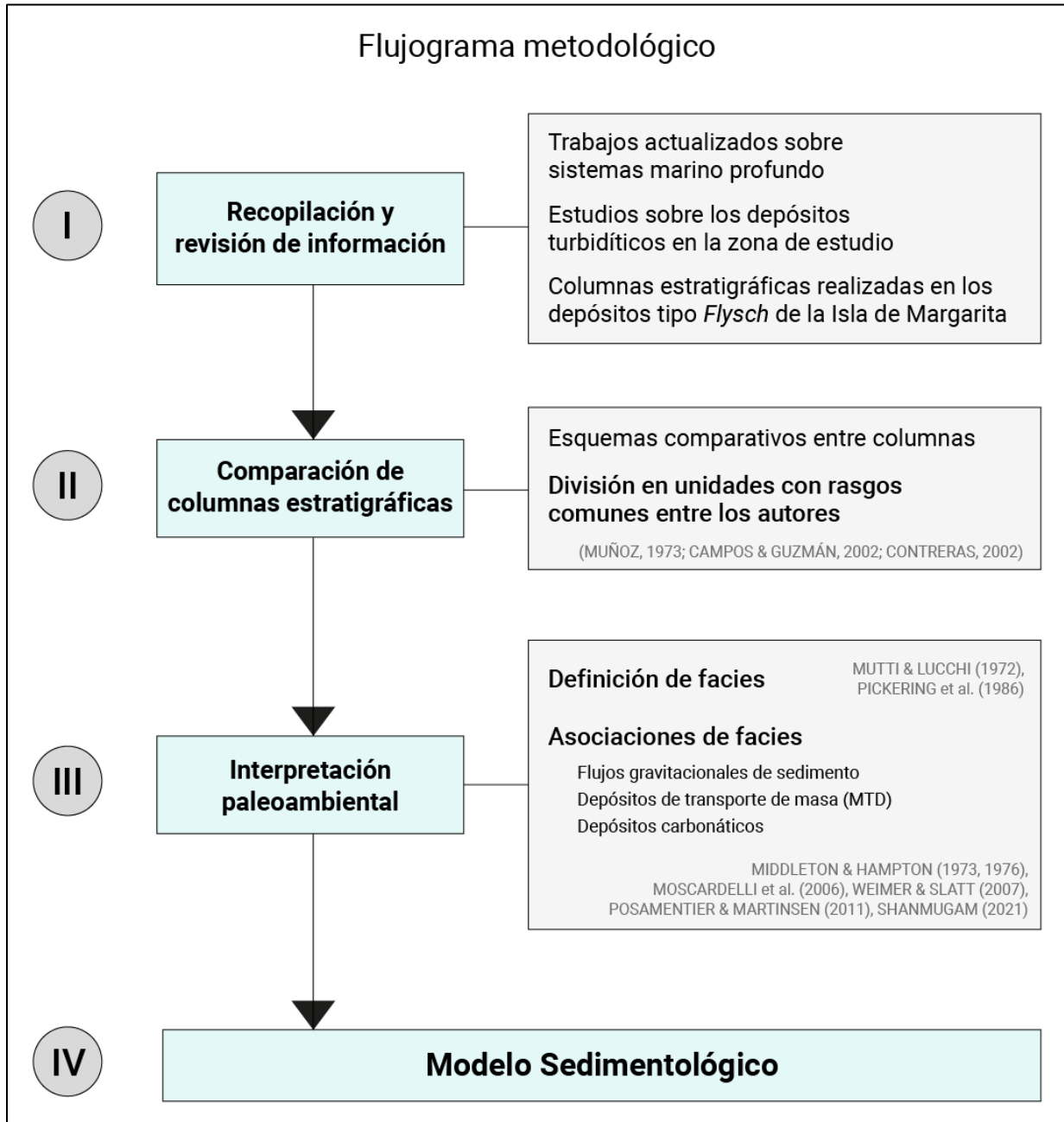


Fig. 2: Flujograma metodológico.

2.1. ETAPAS DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

1. Revisión de la información e interpretación de las columnas sedimentarias pertenecientes a la zona de estudio.
2. Comparación de columnas estratigráficas encontradas en la etapa de revisión.
3. Codificación de facies sedimentarias y asociaciones de facies.
4. Integración de datos para la elaboración del Modelo Sedimentológico.

2.1.1. ETAPA I: Revisión de la información y recopilación de columnas estratigráficas pertenecientes a la zona de estudio

Se realizó una recopilación bibliográfica de la información disponible, utilizando artículos, publicaciones e informes técnicos, con la finalidad de seleccionar los más adecuados para este trabajo. En este caso, se tomaron estudios referentes a sistemas turbidíticos y todo lo que conlleva su sedimentología, bioestratigrafía y petrografía, que aportaron conocimiento y bases para esta investigación. Los principales trabajos sobre el *Flysch* de la isla de Margarita tomados en cuenta para este estudio fueron los de MUÑOZ (1973), MORENO & CASAS (1986) CASAS *et al.*, (1995), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002).

Las columnas sedimentarias seleccionadas para la interpretación, fueron las realizadas por MUÑOZ (1973), CONTRERAS (2002) y CAMPOS & GUZMÁN (2002), ya que cuentan con información completa y actualizada hasta la fecha, y de fácil acceso, sobre la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero, donde resaltan sus características como depósitos marino profundo.

2.1.2. ETAPA II: Comparación de columnas estratigráficas encontradas en la etapa de revisión

A partir de las columnas se generaron esquemas comparativos de las mismas, expresando el contenido litológico, contenido fósil y secuencias turbidíticas tipo BOUMA, pudiendo dividir los depósitos en unidades con rasgos comunes entre los 3 autores, que a su vez pueden asociarse con las facies y asociaciones posteriormente definidas.

2.1.3. ETAPA III: Codificación de facies sedimentarias y asociaciones de facies

Una vez realizada la comparación, se identificaron las facies sedimentarias, tomando como referencia la clasificación de MUTTI & LUCCHI (1972), con las profundizaciones de facies de PICKERING *et al.* (1986).

Con las facies determinadas, se realizó una caracterización de depósitos sedimentarios y asociación de facies, utilizando referencias de MUTTI & LUCCHI (1972), PICKERING *et al.* (1986), MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976) y estudios más actualizados de SHANMUGAM (2021). Aquí, se dividieron las facies a través de los flujos gravitacionales de sedimento, los cuales consideran flujos de detritos, flujos de granos, flujos

turbulentos y flujos fluidizados. También, como parte de la investigación se definió el carácter de los depósitos de transporte de masa (*Mass-Transport Deposits*) con las investigaciones de MOSCARDELLI *et al.* (2006), SHANMUGAM (2006), WEIMER & SLATT (2007), POSAMENTIER & MARTINSEN (2011); y se explicó a profundidad el origen de los depósitos carbonáticos, referenciando a POMAR *et al.* (2001).

2.1.4. ETAPA IV: Integración de datos para la elaboración del Modelo Sedimentológico

Por último, se define el Modelo Sedimentológico, basado en la integración de los datos recolectados e interpretados en el área de estudio.

2.2. PRODUCTO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

A partir de la recopilación bibliográfica, el análisis, la interpretación y la comparación, el producto final obtenido fue:

1. Columnas estratigráficas mostrando las facies y sus asociaciones.
2. Modelo Sedimentológico.
3. Análisis de los resultados y conclusiones.

CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

3.1. BASES CONCEPTUALES

3.1.1. Facies sedimentológicas

Según WALKER & JAMES (1992), el término de “facies sedimentológicas” es interpretado como un cuerpo de roca con características específicas de litología, estructuras físicas y biológicas que se diferencian de los cuerpos supra e infrayacentes. Una facies es un tipo característico de roca que ha sido formada bajo ciertas condiciones de sedimentación, que refleja un ambiente o proceso de depositación particular.

NICHOLS (2009), explica que en el estudio de la sedimentología, “Facies sedimentarias” se refiere a la suma de las características de una unidad sedimentaria. Estas características incluyen las dimensiones, estructuras sedimentarias, tamaños y tipos de grano, color y contenido biogénico de una roca sedimentaria.

Las facies pueden ser definidas a diferentes escalas. En un estudio dedicado a la interpretación de ambientes depositacionales, hay usualmente un intento deliberado de subdividir al cuerpo de roca en unidades de aspecto similar. Este es un procedimiento de clasificación y el grado de subdivisión es dominado por los objetos del estudio. Si el objetivo es una descripción e interpretación rutinaria a gran escala, una subdivisión de facies general puede ser suficiente. Si el objetivo implica más detalle, quizá involucrando el afinamiento de un modelo ya existente o la definición de uno nuevo, la subdivisión de facies debe ser más detallada. La escala de subdivisión depende no solo de los objetivos, sino también del tiempo disponible en el campo, el grado de preservación y la abundancia de estructuras físicas y biológicas presentes en las rocas. También, es importante señalar que la subdivisión en facies de un cuerpo de roca no debe realizarse hasta no estar completamente familiarizado con el cuerpo de roca, sólo entonces se sabrá cuánta variabilidad hay y cuántas facies diferentes deben ser definidas para describir la unidad adecuadamente (WALKER & JAMES, 1992).

3.1.2. Asociación de facies

En muchos estudios, las facies son definidas a pequeña escala, donde las unidades tienen solo unos pocos metros de espesor y las diferencias entre ellas son sutiles, involucrando, por ejemplo, cambios menores en la proporción de limo y lodo, la abundancia relativa y diversidad de fósiles y diferencias menores en el estilo de laminación. La subdivisión detallada, comúnmente resulta en un esquema de facies donde las diferencias descriptivas son una ventaja a la hora de realizar interpretaciones. Por lo tanto es de gran utilidad combinar facies que se relacionen entre sí en “asociaciones” o grupos de facies relacionados genéticamente entre sí (WALKER & JAMES, 1992). El procedimiento para el análisis de facies puede dividirse en dos etapas:

1. Debe realizarse el reconocimiento de las facies que pueden ser interpretadas en términos de procesos.

2. Las facies se agrupan en asociaciones de facies que reflejan combinaciones de procesos, y por consiguiente ambientes de depositación.

3.1.3. Turbiditas

Las corrientes de densidad se mueven cuesta abajo en el fondo del océano, impulsadas por la gravedad que actúa sobre la diferencia de densidad entre la corriente y el agua de mar circundante. El exceso de densidad de la corriente podría deberse a temperaturas más frías, salinidades más altas o sedimentos suspendidos en la corriente. Cuando la densidad se debe a los sedimentos en suspensión, el flujo se denomina corriente de turbidez. Una turbidita se define como el depósito de una corriente de turbidez. (WALKER & JAMES, 1992).

El concepto de corriente de turbidez fue introducido en la literatura geológica por KUENEN Y MIGLIORINI (1950). En su artículo "*Turbidity currents as a cause of graded bedding*" reunieron evidencia de corrientes de densidad en lagos, de observaciones de cañones submarinos modernos, de geología y paleontología, y de estudios experimentales.

Las turbiditas generalmente se consideran depósitos de aguas profundas originados por el colapso gravitacional de materiales clásticos acumulados cerca del talud (MEZA, 2015); pero el proceso de la corriente de turbidez puede operar a cualquier profundidad. Ahora, para preservar los depósitos como turbiditas, estos no deben ser transformados en depósitos de aspecto diferente por otras corrientes. Esto coloca a las turbiditas por debajo del nivel base de tormentas, que dependiendo de la cuenca, implica profundidades mínimas de 250-300m (WALKER & JAMES, 1992).

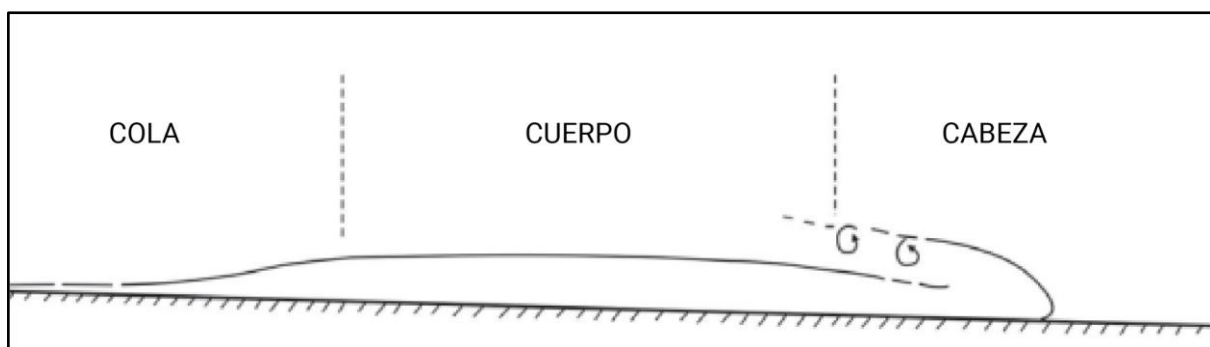


Fig. 3: Esquema de las partes de una corriente de turbidez. Modificado de MEZA (2015).

Por otro lado, MUTTI *et al.* (1999) litológicamente definen una turbidita como una gradación que consta de una intercalación de arenisca y lutita que ha sido depositada por una corriente de turbidez y comúnmente está cubierta por una lutita hemipelágica que contiene conjuntos de fósiles de aguas profundas.

3.1.4. Flujos gravitacionales de sedimento

El término “Flujos Gravitacionales de Sedimento” fue introducido por MIDDLETON Y HAMPTON (1973, 1976) al reconocer 4 tipos de flujos principales por los cuales el transporte de granos es soportado por encima de una capa. Según el comportamiento reológico existen dos categorías. Los primeros, son los flujos newtonianos, que tienen un comportamiento viscoso (“*fluidal flow*”). Los segundos, se denominan flujos no newtonianos y tienen un comportamiento plástico (“*debris flow*”) (MEZA, 2015). Estas dos divisiones generales, pueden subdividirse en tipos de flujos individuales según el mecanismo primario de soporte de los clastos:

- ❖ Corrientes de turbidez: los sedimentos son soportados por turbulencia provocando la flotabilidad y se desarrolla preferentemente en el seno de la mezcla fluido-sedimento cuando ésta puede alcanzar velocidades elevadas de propagación.
- ❖ Flujos fluidizados: los sedimentos son soportados por escape de agua poral hacia arriba.
- ❖ Flujos de granos: los sedimentos están soportados por presiones dispersivas que surgen de la colisión de partículas, posibilitando la suspensión y, por tanto, el transporte de las partículas.
- ❖ Flujos cohesivos: los sedimentos son soportados por una matriz cohesiva que dependiendo de su densidad y viscosidad, puede proporcionar una flotabilidad completa a las partículas de mayor tamaño, y/o una lubricación de las mismas durante el transporte.

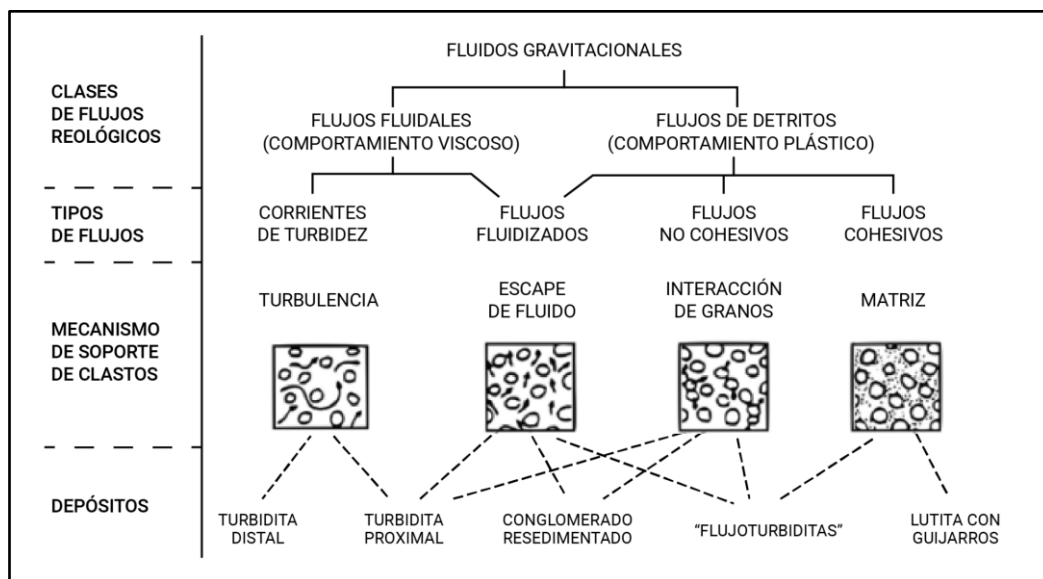


Fig. 4: Clasificación de los flujos gravitacionales de sedimento; en MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976). Modificado de MUTTI *et al.* (1999).

3.1.5. Facies de ambientes marino profundo

Las facies de ambientes marino profundo y sus procesos han sido tratados en numerosos trabajos entre los que destacan los de MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975), WALKER (1978), MUTTI (1979, 1992), LOWE (1982) Y PICKERING *et al.* (1986, 1989) son los más ampliamente aceptados en la literatura posterior a BOUMA (1962).

Estos esquemas de facies difieren entre sí de muchas maneras. Algunos enfatizan el reconocimiento objetivo de las características de las facies, otros enfatizan las relaciones genéticas entre facies y procesos, mientras que otros tienen la tendencia a combinar enfoques descriptivos y genéticos (MUTTI *et al.*, 1999).

3.1.5.1. Secuencia de BOUMA (1962)

La secuencia de Bouma tipifica este tipo ideal de depósito. BOUMA (1962), desarrolló su modelo clásico esencialmente a partir de observaciones realizadas en los estratos turbidíticos del Paleógeno superior y del Neógeno de los Alpes occidentales y los Apeninos del norte. Aunque, comúnmente restringida a la secuencia interna de las divisiones depositacionales observadas dentro de un lecho de turbidita individual, el modelo de Bouma en realidad incluye el concepto fundamental de "cono deposicional", lo que implica el carácter agotador de las corrientes de turbidez, es decir, su desaceleración en el espacio alejándose de su origen. (MUTTI *et al.*, 1999).

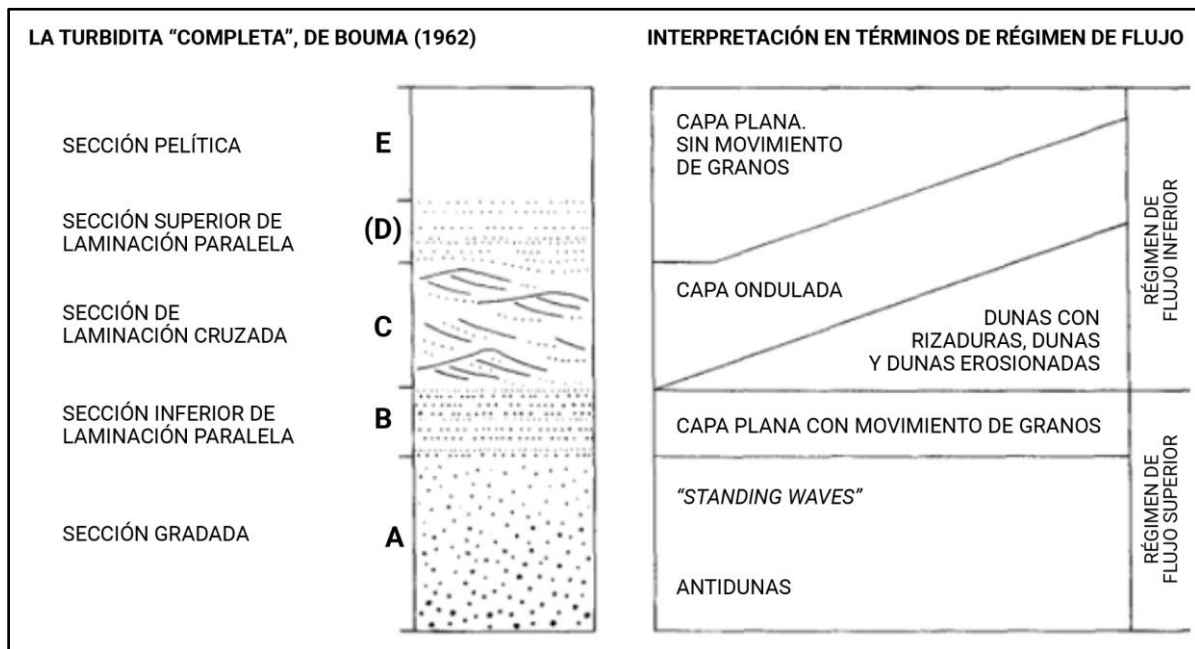
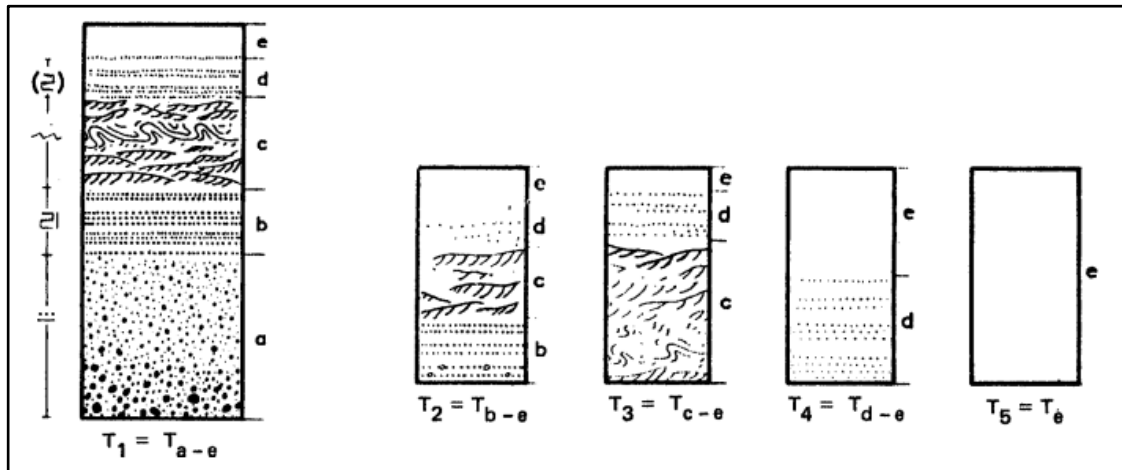


Fig. 5: La secuencia de Bouma y su interpretación. Modificado de WALKER (1967).

En la Secuencia de Bouma hay 5 divisiones llamadas Ta, Tb, Tc, Td y Te, consideradas producto de un solo evento turbidítico. Sin embargo, en las localidades tipo solo en el 10% de los estratos analizados la secuencia está completa, siendo común los siguientes arreglos de facies Ta, Tb, Tc; Tc, Td, Te; Tb, Tc y Ta, Te (MEZA, 2015).

a)



b)

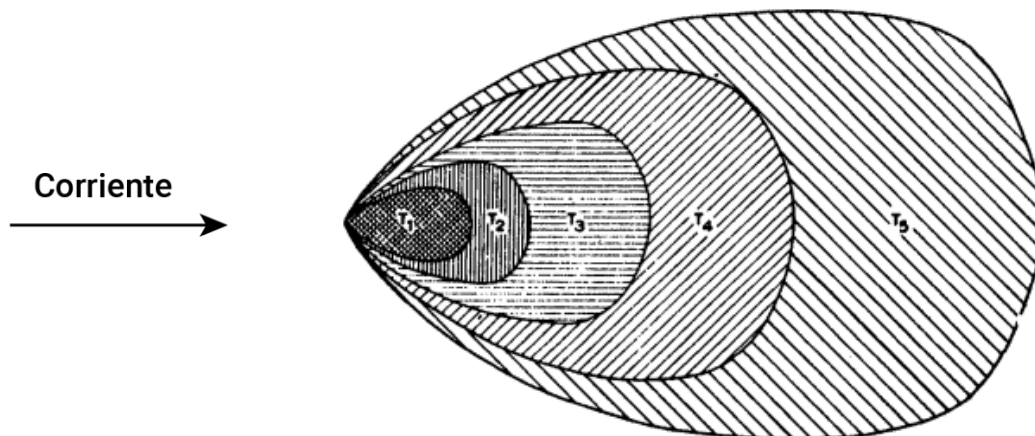


Fig. 6: La secuencia de Bouma (a) y su "cono depositacional" (b) (BOUMA, 1962).

La base de la secuencia es generalmente erosiva pudiéndose observar calcos de flujo con una variedad de formas como el resultado de la interacción de remolinos turbulentos y el fondo fangoso cohesivo (SANDER, 1965). En la interpretación de la secuencia de Bouma la división T_a es la más controvertida, si es gradada, la mayoría de los autores están de acuerdo en interpretarla como producto de la rápida depositación por el colapso de la suspensión en una corriente de turbidez, a ser la gradación normal bien desarrollada posiblemente es indicadora de depósitos en suspensión de flujos dominados por turbulencia (MULDER & ALEXANDER, 2001).

MEZA (2015), comenta que la laminación de la división T_b ocurre a bajas tasas de caída de sedimentos producto de la tracción en capa plana de alto régimen de flujo y el pasaje a la división T_c con laminación ondulítica o cruzada se debe a la desaceleración de la corriente y la formación de formas de lecho tractivas en bajo régimen de flujo. También, agrega que la división T_d refleja principalmente la sedimentación directa de la suspensión pero también algo de tracción, generando la laminación y selección textural típica de esta división. Finalmente la división T_e representa la sedimentación por suspensión pelágica clásica.

3.1.5.2. Facies de MUTTI & LUCCHI (1972)

Estos autores consideran que las corrientes de turbidez son bipartitas compuestas por un flujo denso que eventualmente se transforma en un flujo turbulento durante el movimiento pendiente abajo.

Identifican 7 grupos de facies principales:

- (A) Facies arenácea-conglomerática.
- (B) Facies arenácea
- (C) Facies arenácea-pelítica
- (D) Facies pelítica-arenácea I
- (E) Facies pelítica-arenácea II
- (F) Facies caótica
- (G) Facies hemipelágica y pelágica

Los primeros 4 grupos son transportados y depositados por corrientes de turbidez como distintas entidades naturales, formando diferentes grupos de facies. Las poblaciones (A) y (B) se mueven en un flujo denso, la población (C) se mueve inicialmente como un flujo denso pero pueden incorporar carga en suspensión en el suprayacente flujo turbulento y la población (D) es la típica carga en suspensión de un flujo totalmente turbulento (MUTTI ET AL. 1999).

Esquema de facies:

- **F2:** Mezclas desorganizadas de gravas y arena gruesa flotando en una matriz pelítica-arenosa. Son las clásicas facies de "*pebbly mudstone*" comúnmente referidas como depósitos de flujos de detritos o debritas. La erosión producto del sector frontal del flujo denso gravoso queda documentado por la abundancia de intraclastos pelíticos.
- **F3:** Conglomerados clasto soportados, interpretados como el registro del congelamiento friccional de los bordes principales del flujo. Pueden formar unidades amalgamadas o unidades aisladas lenticulares convexas hacia arriba con fangolitas brechosas en la base.
- **F5:** Conglomerados finos y areniscas gruesas masivas pobremente seleccionadas o gradadas formando unidades potentes y extensas lateralmente. Pueden contener intraclastos pelíticos y estructuras de escape de agua.
- **F6:** Areniscas gruesas y medianas con estratificación horizontal y cruzada. Se interpretan como producto de capas planas y migración de megaóndulas después que el flujo sufre elutriación de las partículas finas y es retrabajado por el flujo turbulento. Pueden formar lentes discontinuos con base erosiva e intraclastos pelíticos.
- **F7:** Areniscas gruesas y medianas con laminación horizontal grosera y capas cada vez más finas hacia arriba. Son formadas por carpetas de tracción de grano grueso alternado con sedimentos más finos producto de la caída de la suspensión.

- **F8:** Areniscas medianas y finas masivas o sutilmente gradadas. Es la división Ta de la Secuencia de Bouma producto de altas tasas de sedimentación que previene la generación de formas de lecho y causa licuefacción por la elevada presión de poros.
- **F9:** Areniscas finas y pelitas que representan las etapas tractivas y de caída de la suspensión de la Secuencia de Bouma (Tb, Tc, Td y Te). Registra la etapa depletiva y “waning” del flujo turbulento.

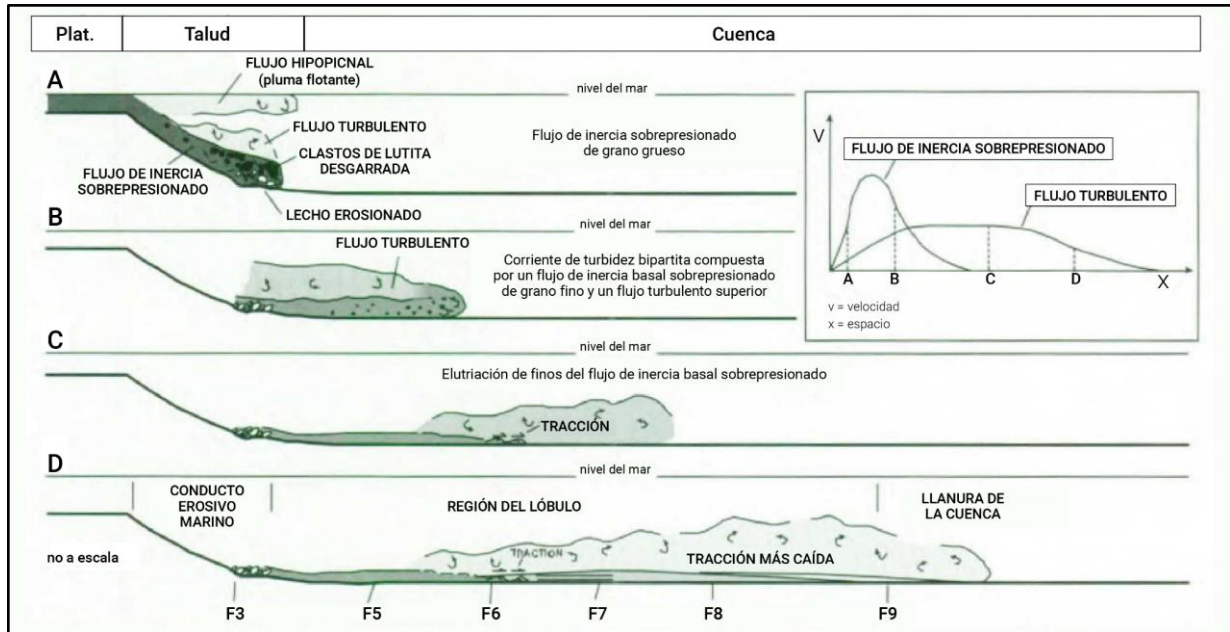


Fig. 7: Principales procesos erosivos y depositacionales que operan en un sistema turbidítico dominado por flujos altamente eficientes. Modificado de MUTTI *et al.* (1999).

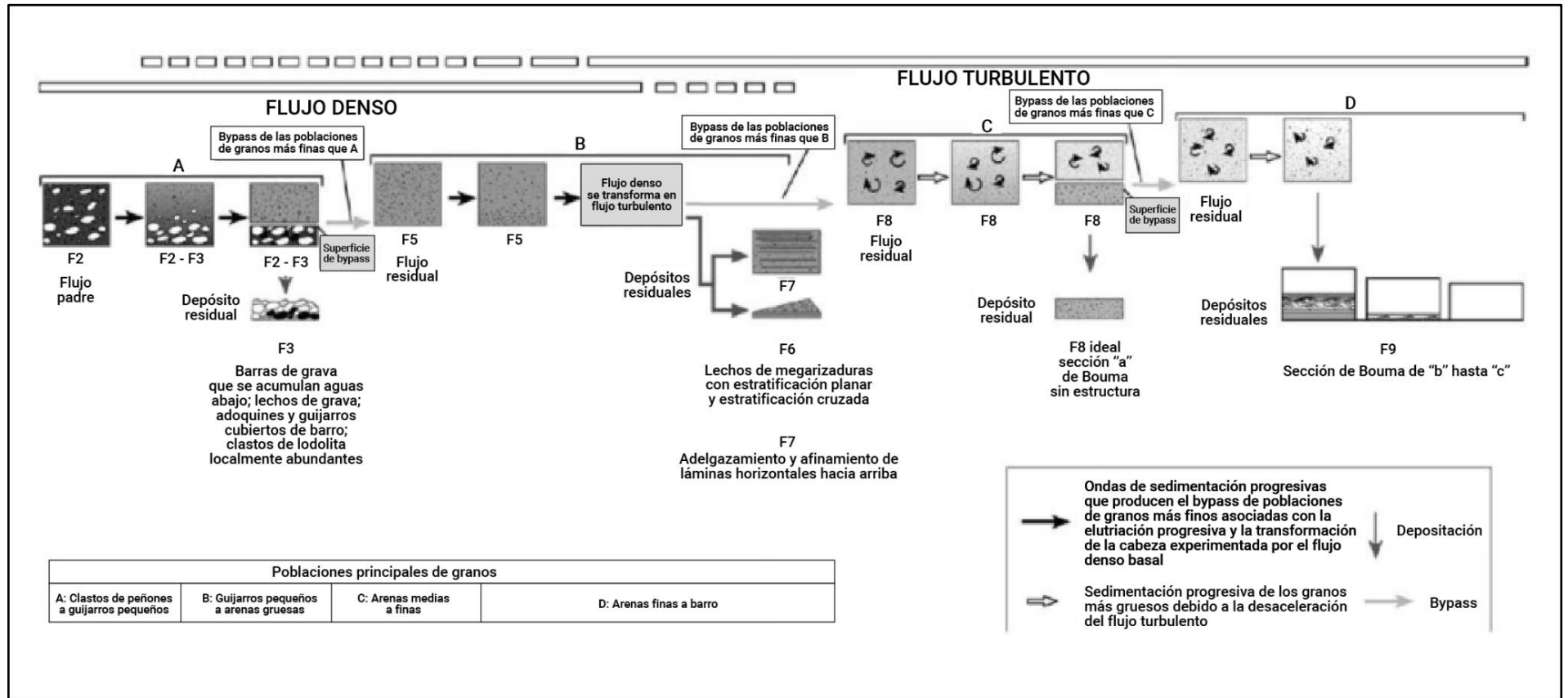


Fig. 8: Facies y procesos inferidos asociados a una corriente de turbidez bipartita ideal. Modificado de MUTTI *et al.* (1999).

3.1.5.3. Facies de PICKERING et al. (1986)

Las clasificaciones de facies más utilizadas para la época eran las de Emiliano Mutti y Franco Ricci Lucchi (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1974, 1975, 1978; MUTTI, 1977). Su clasificación ha demostrado ser extremadamente útil como herramienta para interpretar depósitos de aguas profundas debido a su aplicabilidad a muchas sucesiones. Investigaciones posteriores como la de LOWE (1982) en ambientes de aguas profundas modernas y antiguas han llevado a una mejor comprensión de los procesos de transporte/deposición y en la definición de facies que no encaja fácilmente en el Esquema de Mutti y Ricci Lucchi. En vista de esa carencia en la clasificación, estos autores vieron la necesidad de generar un esquema de facies más comprensivo y flexible, basado en datos más recientes.

Realizando una revisión de trabajos previos sobre facies, procesos y modelos de aguas profundas modernos y antiguos, en su investigación presentan un nuevo esquema de clasificación que involucra 40 facies distintas relacionadas con 15 grupos de facies conceptualmente distintos.

Estas facies son puntos fijos en un espectro de facies generados en un proceso continuo a partir de procesos de resedimentación, a través de corrientes semipermanentes de fondo y el asentamiento pelágico. En esencia, el esquema es descriptivo, basándose en los atributos sedimentarios de las secuencias y cuenta con una clasificación de tres niveles con clases de facies, grupos y facies constituyentes, siendo jerárquico para permitir flexibilidad en su uso.

Hay siete clases de facies, con clases A-E definidas a partir de las diferencias en el tamaño de grano; Clase F sobre la base de la organización interna; y Clase G sobre la composición. Las facies son las siguientes:

- **Clase A.** Gravas, gravas fangosas, lodos gravosos y arenas guijarrosas, con $\geq 5\%$ grado de grava.
- **Clase B.** Arenas, con $\geq 80\%$ de arena y $< 5\%$ de guijarros.
- **Clase C.** Coplas de arena-lodo y arenas lodosas, con 20-80% de arena y $< 80\%$ de lodo (principalmente limo).
- **Clase D.** Limos, lodos limosos y coplas limo-lodo, con $> 80\%$ de lodo, $\geq 40\%$ de limo y 0-20% de arena.
- **Clase E.** Lodos y arcillas, con $\geq 95\%$ de ley de lodo, $< 40\%$ de ley de limo y $< 5\%$ arena y grado más grueso.
- **Clase F.** Depósitos caóticos, con tamaños de grano o clastos variables.
- **Clase G.** Lodos (oozes) biogénicos, hemipelagitas y sedimentos quemogénicos, con $< 5\%$ de arena y grava terrígena.

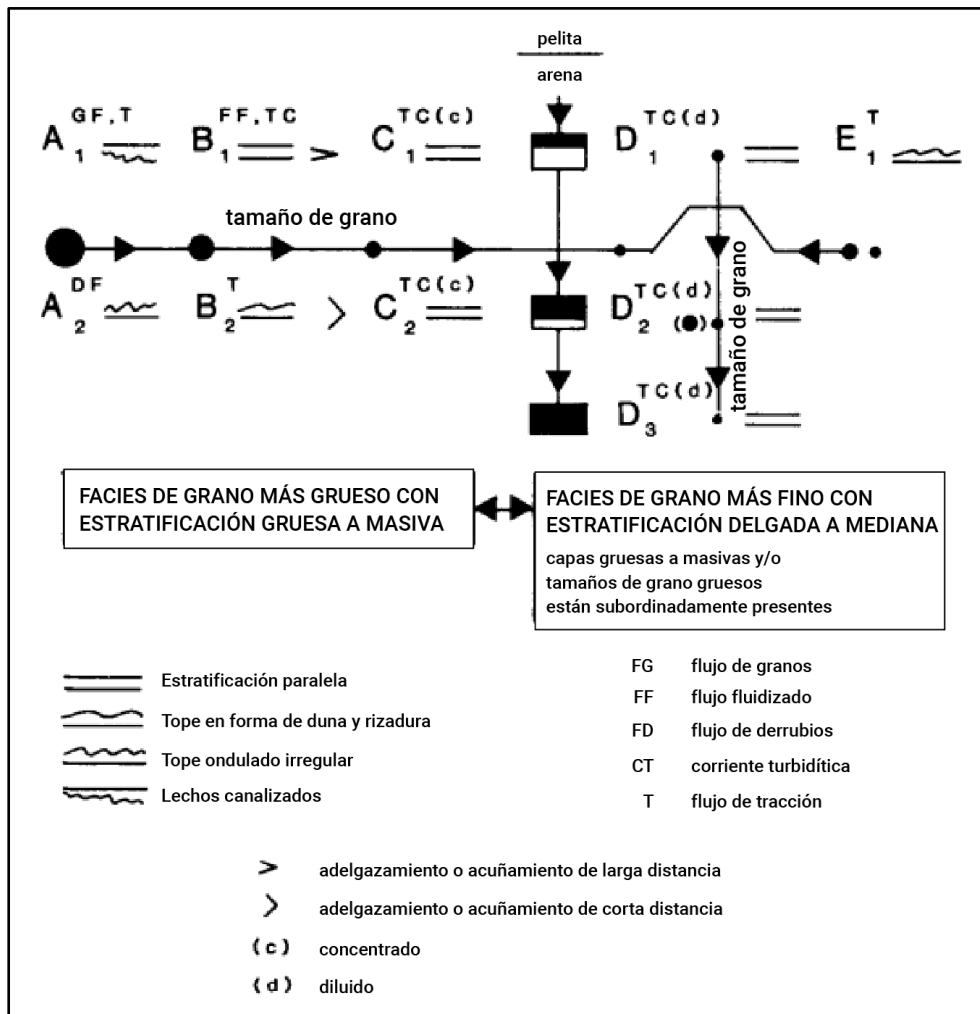


Fig. 9: Clasificación de depósitos de aguas profundas (MUTTI & LUCCHI, 1975), modificado por PICKERING et al. (1986).

| Clase | Textura de secciones gravosas, arenosas y limosas | | | Relación típica de topes de lodo a grava basal, arena o parte de limo |
|-------|--|--------|---------------------|---|
| | %grava | %arena | %lodo | |
| A | ≥ 5 | < 95 | < 95 | < 1:10 |
| B | < 5 | ≥ 80 | < 20 | < 1:10 |
| C | < 5 | 20-80 | < 80 * ² | < 1:1 (hasta 4:1) |
| D | 0 | 0-20 | > 80 * ² | 1:1 |
| E | 0 | < 5 | ≥ 95 * ² | NA |
| F | caótico | | | NA |
| G | < 5 arena terrígena / grava, mezclas de lodo hemipelágico y biogénicos | | | NA |

Fig. 10: Resumen de criterios para el reconocimiento de facies. Modificado de PICKERING et al (1986).

| CLASE | GRUPO | FACIES | | | | | | | |
|---|--|--------|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| A GRAVAS, GRAVAS LODOSAS, LODOS GRAVOSOS Y ARENAS GUIJARROSAS | A1 DESORGANIZADO | | | | | | | | |
| | A2 ORGANIZADO | | | | | | | | |
| B ARENAS | B1 DESORGANIZADO | | | | | | | | |
| | B2 ORGANIZADO | | | | | | | | |
| C ALTERNANCIAS ARENA - LODO Y ARENAS LODOSAS | C1 DESORGANIZADO | | | | | | | | |
| | C2 ORGANIZADO | | | | | | | | |
| D LIMOS LODOS LIMOSOS Y ALTERNANCIAS LIMO - LODO | D1 DESORGANIZADO | | | | | | | | |
| | D2 ORGANIZADO | | | | | | | | |
| E LODOS Y ARCILLAS | E1 DESORGANIZADO | | | | | | | | |
| | E2 ORGANIZADO | | | | | | | | |
| F DEPÓSITOS CAÓTICOS | F1 CLASTOS EXÓTICOS | | | | | | | | |
| | F2 ESTRATOS CONTORSIONADOS Y PERTURBADOS | | | | | | | | |
| G LODOS BIOGÉNICOS (OOZES), HEMIPELAGITAS Y DEPÓSITOS QUIMIOGÉNICOS | G1 LODOS BIOGÉNICOS (OOZES) Y ARLS | | | | | | | | |
| | G2 HEMIPELAGITAS | | | | | | | | |
| | G3 DEPÓSITOS QUIMIOGÉNICOS | | | | | | | | |

Fig. 11: Esquema de clasificación de los sedimentos de aguas profundas. El diagrama ilustra la naturaleza jerárquica del esquema. Las clases de facies se definen sobre la base del tamaño de grano (Clases A-E), organización interna (Clase F) y composición (Clase G). Los grupos de facies se distinguen sobre la base de la organización interna de las estructuras y texturas. Las facies individuales se basan en estructuras internas, espesores y composición. Modificado de PICKERING *et al.* (1986).

3.1.6. Asociación de facies de abanico submarino

El modelo de MUTTI & LUCCHI (1972) parecía funcionar muy bien para los más antiguos sistemas de abanicos de aguas profundas. Para NILSEN (1984), puede modificarse ligeramente para adaptarse a otros sistemas de abanico, pero no puede ser utilizado como un modelo satisfactorio para todos los antiguos sistemas turbidíticos. Este autor menciona que, parece ser más aplicable a los abanicos alimentados por un solo cañón submarino en el que el sedimento transportado a través del cañón de alimentación consiste en una mezcla de tamaños de arena, limo y arcilla.

De esta manera, NILSEN (1984) presenta las situaciones en las que el modelo de MUTTI & LUCCHI (1972) no se aplica tan bien, y algunos ejemplos u otros modelos que puedan ser más aplicables a estos sistemas.

Existen tres asociaciones principales de facies turbidíticas: talud, abanico de aguas profundas, y llanura de la cuenca. Éstos se pueden subdividir, generalmente, de la más "proximal" a la más "distal", en:

1. Talud superior
2. Talud inferior
3. Cañón submarino
4. Canal entre abanicos
5. Canal de abanico medio,
6. Dique
7. Canal intermedio
8. Lóbulo de abanico exterior,
9. Franja de abanico
10. Llanura de la cuenca.

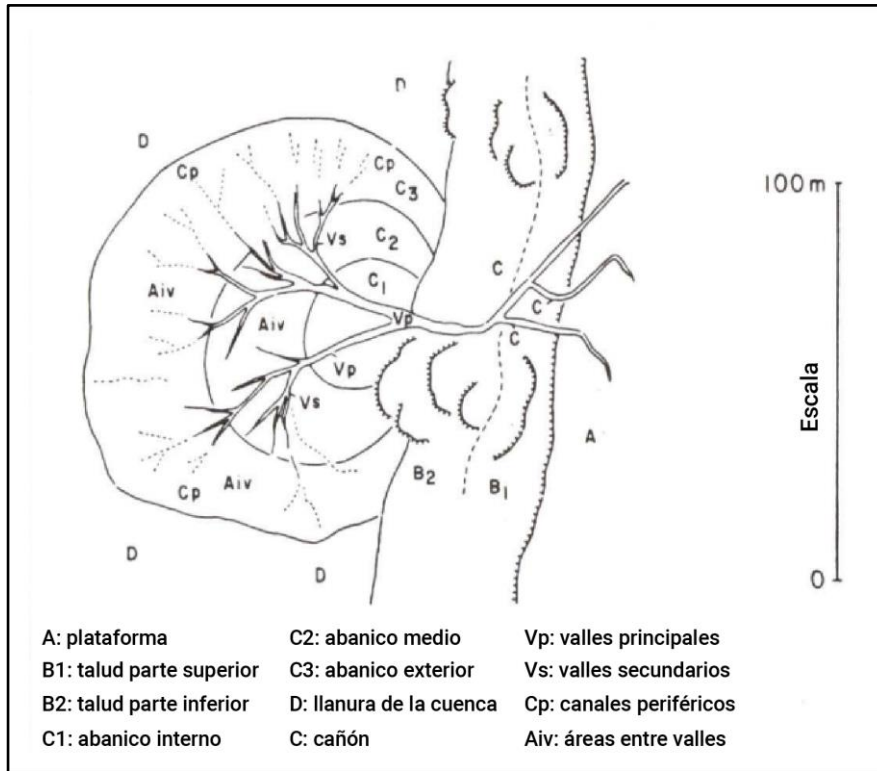


Fig. 12: Marco deposicional de facies turbidíticas (MUTTI & LUCCHI, 1972). Modificado por NILSEN (1984).

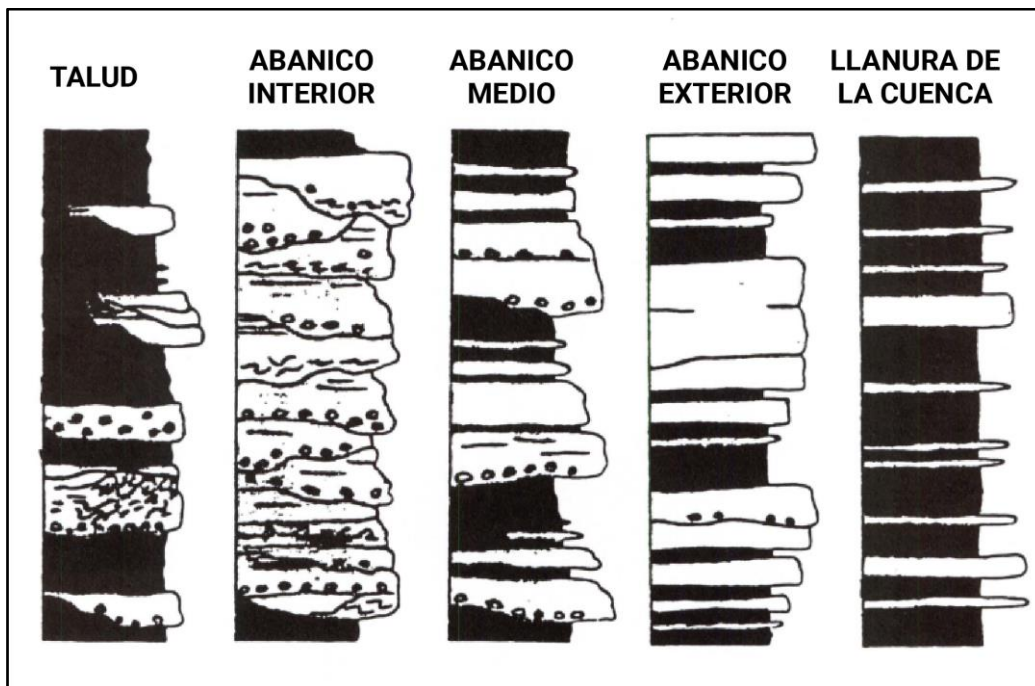


Fig. 13: Megasecuencias de varias asociaciones de facies turbidíticas según el modelo de MUTTI & LUCCHI (1972), dibujado por NILSEN (1984).

CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA REGIONAL

4.1. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA ISLA DE MARGARITA

La formación de la plataforma de Margarita está ligada a la interacción de las placas de Sudamérica y del Caribe. La interacción entre las placas se origina a principios del Paleoceno, donde se produce la colisión entre las Antillas Mayores desde el noroeste hacia la punta oeste del margen pasivo de Sudamérica, desarrollado durante el Cretácico. Para este período cesa la actividad magmática en la zona de colisión de la placa del Caribe con Sudamérica y comienza el régimen de extensión en la cuenca retroarco de Granada. (PINDELL et al., 1998; en CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

Para el tiempo del Paleoceno al Mioceno Medio, se establecieron varios elementos tectónicos asociados a la colisión oblicua de los terrenos alóctonos del Caribe, que caracterizaron el continuo desarrollo del norte de América del Sur. Estos elementos se combinan para definir un modelo en estado estacionario de desarrollo que migró de oeste a este con el paso del tiempo. En los terrenos del arco del Caribe, el Paleoceno marca una fase importante de levantamiento. Secciones sísmicas en la cuenca de Bonaire (BIJU DUVAL et al., 1982; BELLIZZIA, 1986; en PINDELL et al., 1998) y la estratigrafía de las islas de las Antillas de Sotavento indican el inicio de la depositación Eoceno sobre un basamento ígneo y volcanoclástico profundamente erosionado y metamorfozido (PINDELL et al., 1998).

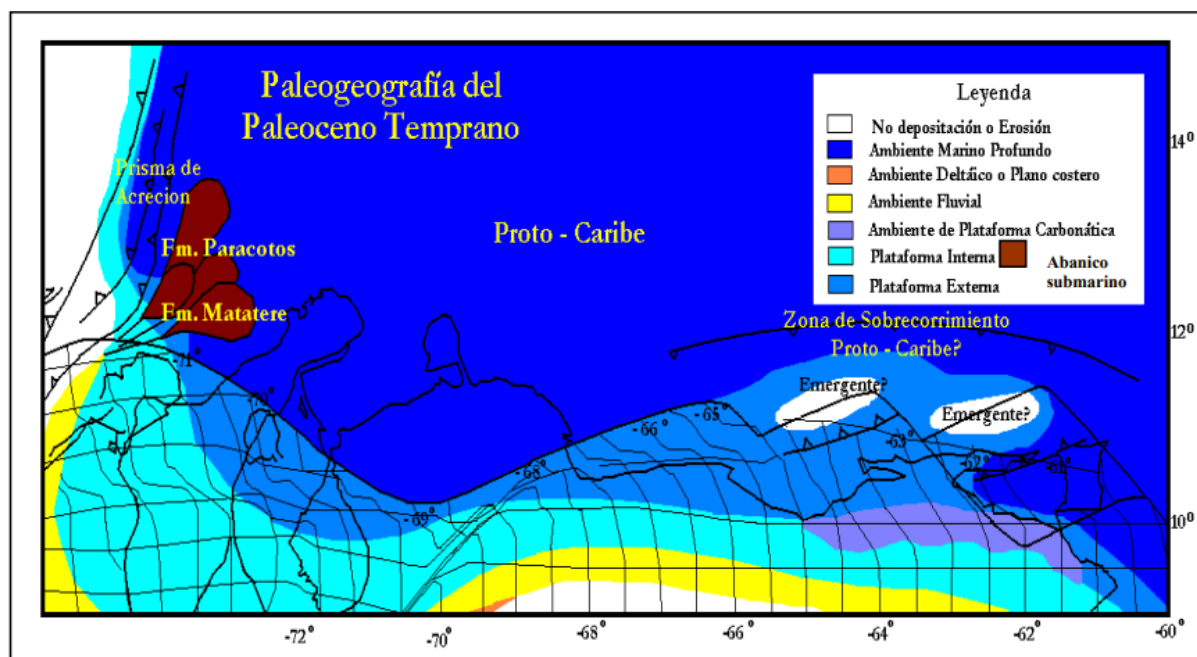


Fig. 14: Paleogeografía del Paleoceno Temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

En el Eoceno Temprano, en los terrenos del Caribe, la extensión del trasarco estaba en marcha en las cuencas de Granada y Bonaire. Aunque estas dos cuencas, están ahora separadas por la batimetría y la estructura constrictional de Margarita.

En la porción de la cuenca en Trinidad, las areniscas del abanico turbidítico de la Formación Pointe-a-Pierre pueden derivarse del norte, suministradas por la pila de empuje de acreción de la Cordillera del Norte todavía activa.

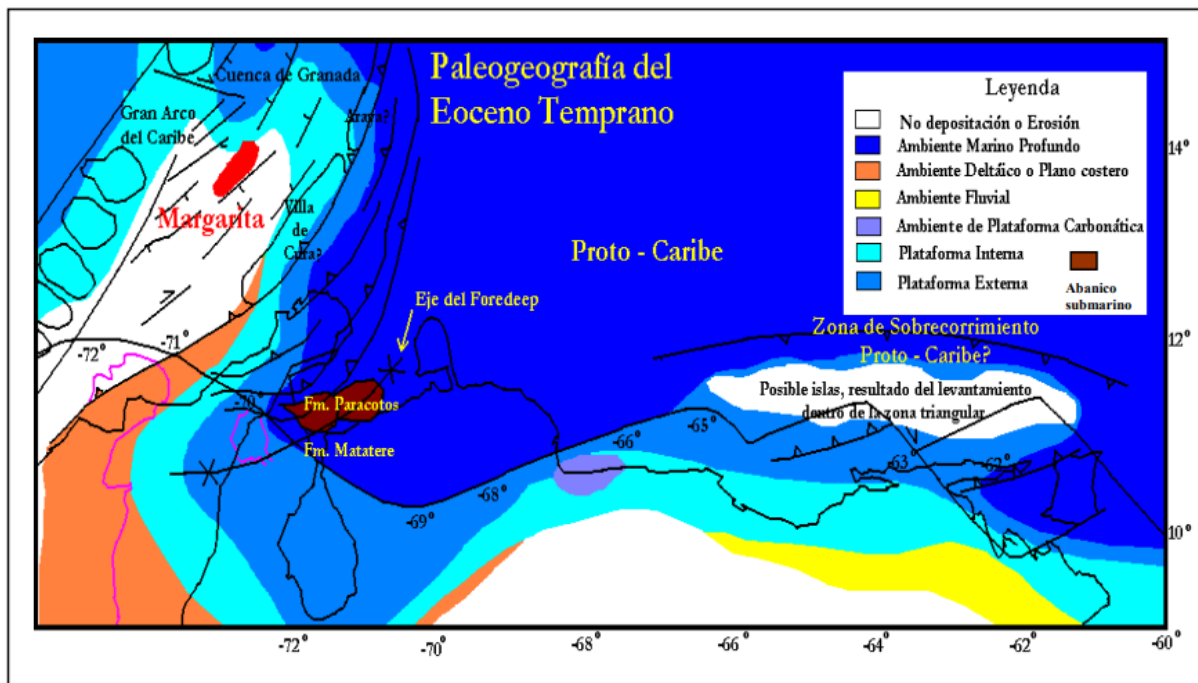


Fig. 15: Paleogeografía del Eoceno Temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

En el Eoceno Medio temprano, la extensión en la cuenca de Granada Bonaire continuó y la sedimentación de aguas profundas probablemente se inició, al menos en este momento, en la parte mejor desarrollada de la cuenca de Granada. La porción de la cuenca de Bonaire, sufrió menor extensión y se situó por encima del ascenso continental de América del Sur; por lo tanto, sus profundidades de agua fueron menores en todo momento, volviéndose más llano hacia el sur a ambientes terrestres marinos poco profundos en las áreas de la Guajira y Maracaibo. La sedimentación en la depresión de arco posterior de Bonaire incluyó turbiditas carbonatadas y siliciclásticas derivadas del arco de Islas de Sotavento, y turbiditas derivadas del suroeste.

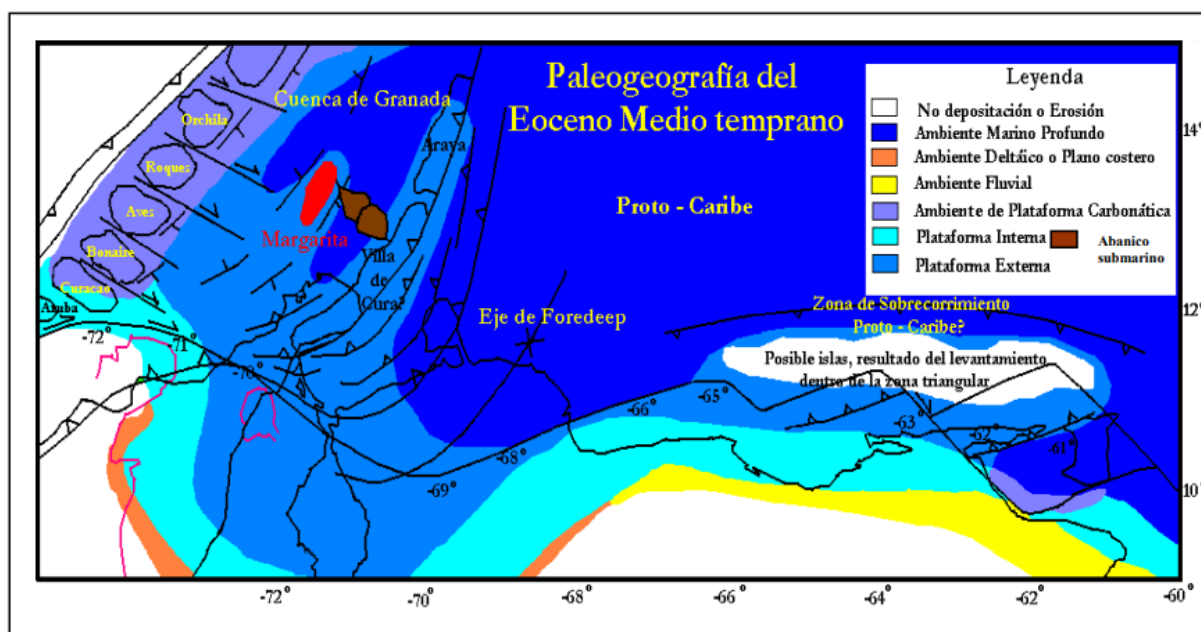


Fig. 16: Paleogeografía del Eoceno Medio temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

PINDELL *et al.* (1998), acota que es en el Eoceno Medio tardío, el momento cuando Margarita estuvo situada en la transición entre la cuenca oceánica de Granada y la cuenca de Bonaire, dando inicio a la deposición de las turbiditas calciclásticas y terrígenas del Grupo Punta Carnero y Formación Pampatar, sobre rocas de arco profundamente erosionadas y metamorfizadas de las formaciones Los Robles y Los Frailes (MUÑOZ, 1973).

Un desarrollo similar también debería haber caracterizado la cuenca temprana de Bonaire. Aunque en Margarita esta sedimentación comenzó en el Eoceno Medio, es probable que haya comenzado un poco antes en otros lugares más propensos a recibir las primeras turbiditas.

En los terrenos del Caribe, el Grupo Punta Carnero de Margarita representa una sedimentación temprana en la Cuenca de Bonaire durante la extensión del arco posterior (MUÑOZ, 1973; BIJU DUVAL *et al.*, 1982; en PINDELL *et al.*, 1998). El hundimiento térmico posterior dio lugar a la deposición en aguas profundas. Los foraminíferos transportados en las calciturbiditas de la Formación Punta Mosquito de Margarita coinciden con los del Eoceno Medio Tardío en las calizas de Peñas Blancas y Tinajitas de la Cuenca Oriental de Venezuela. Esta correlación se utilizó una vez para argumentar que Margarita ha estado situada al norte de Barcelona desde el Eoceno. Sin embargo, los carbonatos del Eoceno en las islas de las Antillas de Sotavento contienen los mismos foraminíferos, por lo que la correlación con Barcelona ya no es una limitación para la interpretación paleogeográfica.

Estos mismos carbonatos indican que las islas eran para entonces emergentes o casi emergentes. Las calciturbiditas fueron suministradas por las islas o por un banco de

carbonato para este momento erosionado, que bordeaba la pila de napas de Villa de Cura durante el levantamiento. La migración neta de extensión hacia el sureste y la rotación de bloques en sentido horario, continuaron tipificando la evolución de los terrenos alóctonos.

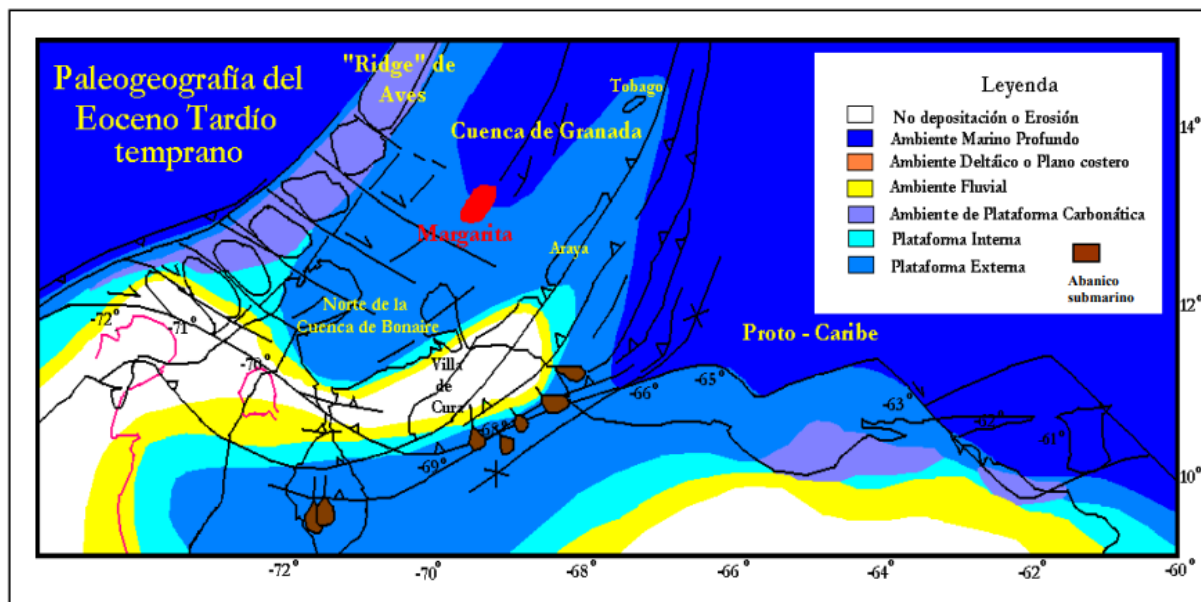


Fig. 17: Paleogeografía del Eoceno Tardío temprano en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

En el Oligoceno Tardío, además de la continua colisión oblicua en el centro y este de Venezuela, se iniciaron dos nuevos desarrollos. Uno fue el inicio de la Orogenia Andina, y el otro fue el inicio de fallas transcurrentes con tendencia EW a lo largo del norte de América del Sur que involucraron a la cuenca Falcón.

En este período, las islas de las Antillas Menores se encuentran justo al norte de Falcón, sufriendo deformación junto con los terrenos alóctonos, ocasionada por la fractura en bloques de las Antillas Menores a través de fallas, algunas sinestrales que producen rotación horaria de los bloques y otras dextrales que promueven el emplazamiento oblicuo del alóctono en el margen sur del Caribe, originándose probablemente el límite de placa sur del Caribe en la zona de Falcón.

PINDELL, *et al.* (1998), menciona que para este tiempo inició magmatismo relacionado a un arco magmático en el sur de las Antillas Menores, que pudo haber tenido relación con el cese de la extensión de la cuenca de Granada, ocurrida también en este tiempo.

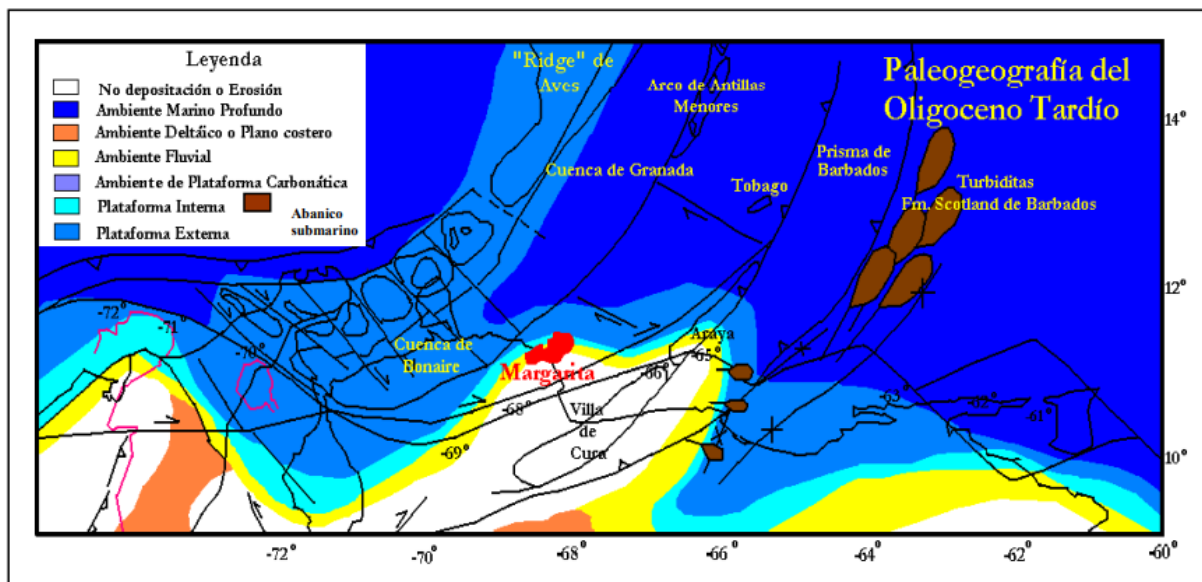


Fig. 18: Paleogeografía del Oligoceno Tardío en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Entre el Mioceno Temprano a Medio, se marca el pico de la colisión oblicua en las montañas del Caribe oriental y la Serranía del Interior Oriental. Hacia 17 Ma, Los alóctonos del Caribe y el prisma de acreción habían desplazado gran parte del margen original de la plataforma. Toda la sección hasta el Oligoceno-Mioceno Temprano fue deformada y empujada como un solo paquete. El levantamiento fue causado por la flotabilidad de la corteza continental sudamericana que entró en la fosa del Caribe; esto generó profundas inconformidades erosionales en los terrenos de Villa de Cura, Golfo de Barcelona, Margarita y sus alrededores, Cuenca de Carúpano, Serranía del Interior y el norte de Trinidad, y luego una discordancia que termina cubriendo todos estos mencionados (PINDELL, *et al.* 1998).

La colisión entre ambas placas continúa y produce el cinturón orogénico al norte. En este momento, Margarita se montó sobre la cuenca sur de Granada (BIJU DUVAL *et al.*, 1982; SPEED *et al.*, 1993), reduciendo así la antigua continuidad entre las cuencas de Granada y Bonaire. El extremo sur de la Dorsal Aves parece haber sido empujada hacia el norte también, posiblemente con alguna rotación en sentido horario, en la zona de cizalla entre la Dorsal Aves y las islas de las Antillas de Sotavento, de ahí el levantamiento y la existencia de la isla de La Blanquilla. Al norte del área levantada, la deposición marina profunda continuó en zonas de cuencas, como la de Tobago, la de Granada y la de Bonaire, mientras que el magmatismo de arco y la depositación de carbonatos continuaron en la plataforma sur de las Antillas Menores y la dorsal Aves, respectivamente. La presencia de secuencias de grandes espesores depositadas en el área, desde el Mioceno Tardío hasta sedimentos del Reciente, PINDELL *et al.* (1998) proponen un cambio en la subsidencia para esta época, que pasó a ser más rápida.

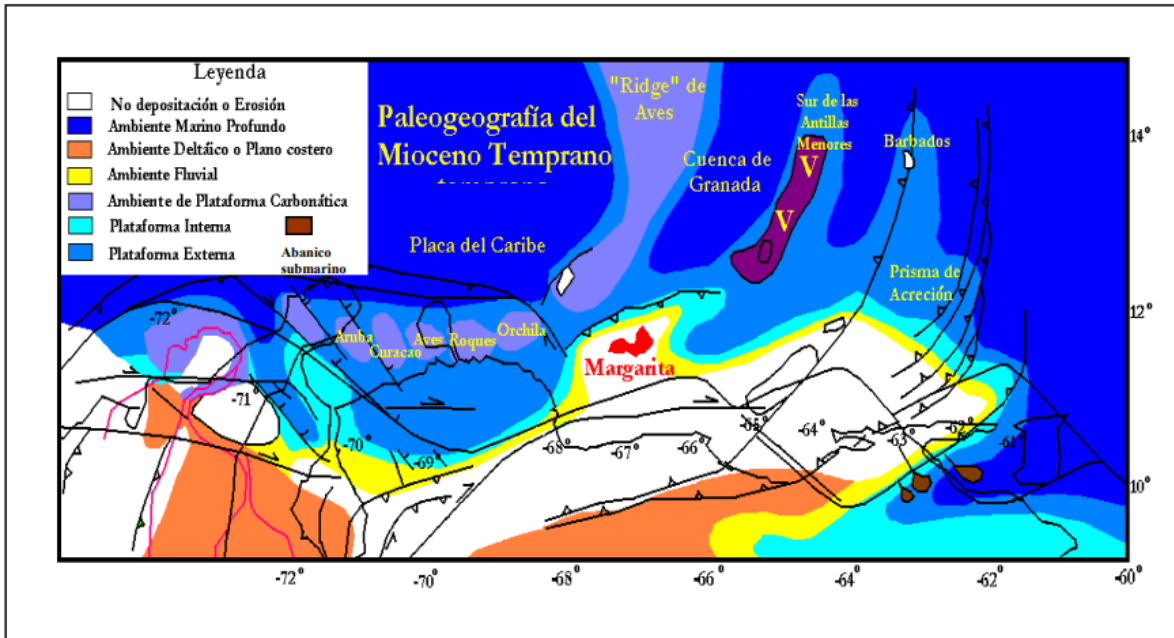


Fig. 19: Paleogeografía del Mioceno Temprano tardío en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retro-deformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas. Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Durante el Mioceno Medio tardío hay un cambio en el movimiento relativo de la placa del Caribe, pasando de una dirección sureste a una este-oeste, produciéndose desde el Mioceno Tardío hasta el reciente un período de tectónica generalmente transcurrente dextral, la cual lleva a la isla de Margarita a su posición actual.

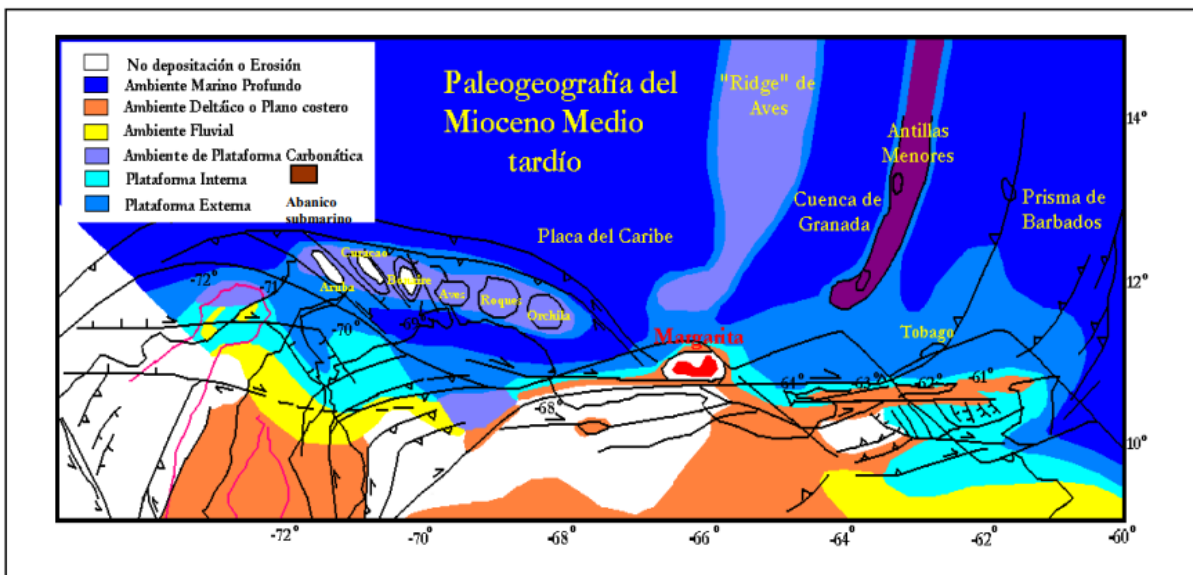


Fig. 20: Paleogeografía del Mioceno Medio tardío en el norte de América del Sur. La cuadrícula comprende coordenadas de latitud y longitud retrodeformadas. Muestra las posiciones relativas de las placas. Los contornos de las características geográficas están en posiciones restauradas Tomado y modificado de PINDELL *et al.* (1998); en CAMPOS & GUZMÁN (2002).

4.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DE LA ISLA DE MARGARITA

La estratigrafía de Margarita, se encuentra dividida en cuatro ciclos asociados a las tres discordancias presentes en el Caribe. El primero separa el basamento de una secuencia turbidítica muy tectonizada, correlacionada con el Flysch de Punta Carnero, que se acuña contra la Plataforma de Los Testigos (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). La segunda está truncada por la erosión y le suprayace un tercer ciclo cuya sismografía indica facies de calizas intercaladas con areniscas y arcilitas, con una edad aproximada Oligoceno; esta también se acuña contra Los Testigos, donde se encuentra ausente (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980). El último ciclo estratigráfico se correlaciona con la Formación Cubagua y cubre discordantemente a la Plataforma de Los Testigos.

Tabla 1: descripción de unidades presentes en la zona de estudio a nivel regional. Se detalla el Grupo, Formación o Miembro, su edad, localidad tipo, litología, fósiles, contactos, correlación y paleoambiente.

| Unidad | Edad | Localidad tipo | Descripción | |
|---|--|--|----------------------|--|
| 4.2.1 Grupo Juan Griego | Jurásico- Cretácico (Barremiense- Aptiense) | En los alrededores del pueblo de Juan Griego, costa nororiental de Margarita. | Litología | Rocas de origen sedimentario metamorizadas a la facies de los Esquistos Verdes. Gneises y esquistos (cuarzo-feldespáticos, cuarzo-micáceos, grafitosos y granatíferos) y cuarcitas (TAYLOR, 1960). |
| | | | Paleoambiente | Ambiente de plataforma del paleomargen continental de Sudamérica (CHEVALIER, 1987). |
| 4.2.2 Formación El Piache | Cretácico temprano (Barremiense- Aptiense) | Cerro El Piache, al NO de Porlamar. | Litología | Mármoles intercalados con esquistos y filitas (HESS & MAXWELL, 1949). |
| | | | Paleoambiente | JAM & MÉNDEZ (1962) sugieren un origen arrecifal para las calizas. CHEVALIER (1987), considera que fue depositada en un ambiente de plataforma del paleo-margen continental de Sudamérica. |
| 4.2.3 Grupo Los Robles | Cretácico (Cenomaniense) | Extremo sur y sureste de Margarita, en las colinas entre las poblaciones de Porlamar, Atamo y Los Robles. | Litología | Dos secuencias. Una inferior pelítica, de filitas cuarzo-sericítico-cloríticas; y una superior de esquistos cuarzo-micáceo-cloríticos. En menor proporción, cuarcitas y algunos metaconglomerados. (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980). |
| | | | Paleoambiente | Ambiente de plataforma en el paleo-margen continental de Sudamérica (CHEVALIER, 1987). |
| 4.2.4 Formación Los Frailes | Cretácico Tardío (Maastrichtiense) | Centro de la ensenada SE de la isla Puerto Real, la mayor del archipiélago Los Frailes. | Litología | Compuesta de intercalaciones de capas de calizas ftaníticas finalmente laminadas y areniscas tobáceas. El espesor máximo de afloramiento es de unos 20 m. (CASAS & MORENO, 1986). |

| | | | | |
|--|-----------------------|---|--------------------|--|
| | | | Contacto | Contacto superior concordante y abrupto con los conglomerados basales del Grupo Punta Carnero. Contacto inferior desconocido por cubierto (CASAS & MORENO, 1986). |
| 4.2.5 Grupo Punta Carnero | Terciario (Eoceno) | Área de Las Bermúdez-El Manglillo, al oeste del aeropuerto internacional de Margarita | Litología | MUÑOZ (1973), señala el carácter turbidítico de toda la secuencia, la cual considera integrada por facies relacionadas, dentro de una cuenca pequeña tipo flysch. Este autor indica un espesor total de 1250 m en la localidad tipo. El Grupo se conforma de 3 formaciones: - Formación Las Bermúdez - Formación El Dátil - Formación Punta Mosquito (F. DE RIVERO, 1956). |
| | | | Fósiles | Abundante fauna de foraminíferos, con mezcla de formas del Eoceno Inferior y Medio, y Paleoceno. La heterogeneidad se debe a la fauna autóctona, re trabajada y fauna contenida en bloques exóticos (GONZÁLEZ DE JUANA, 1947). |
| | | | Contactos | Suprayace discordantemente a esquistos de Los Robles, y a ftanitas y andesitas de la Formación Los Frailes. Infrayace discordantemente debajo de la Formación El Manglillo o de aluviones (GONZÁLEZ DE JUANA, 1968). |
| | | | Correlación | Con la Formación Pampatar (Margarita), Formación Caratas (Oriente), Formación Tigrillo (cuenca de Carúpano) y con la sección Eoceno del subsuelo de la cuenca de Cariaco. Equivalente también a las formaciones Navet (Trinidad), y Scotland y Oceanic (Barbados). (L.E.V., 1970). |

| | | | | |
|--|-----------------|---|----------------------|--|
| | | | | |
| | | | Paleoambiente | Ambiente marino profundo de mar abierto, en condiciones de inestabilidad tectónica. MUÑOZ (1973). |
| <p>4.2.6. Los Bagres - Miembro basal de la Formación Las Bermúdez (Grupo Punta Carnero)</p> | Eoceno Temprano | En la sección del Grupo Punta Carnero, que aflora a gran distancia de la localidad de Los Bagres. | Litología | <p>HESS & MAXWELL (1949) describieron una caliza conglomerática, con cantos de rocas ígneas y volcánicas.</p> <p>TAYLOR (1960) mencionó una arenisca basal, areniscas líticas, ortocuarzitas duras y calizas de color gris oscuro, finamente cristalinas, con restos de algas, en gran parte reemplazados por calcita negra, con un espesor de 30 metros.</p> |
| | | | Contactos | La unidad es discordante sobre la Formación Los Robles. (GONZÁLEZ DE JUANA, 1968). |
| <p>4.2.7. Formación Las Bermúdez (Grupo Punta Carnero)</p> | Eoceno Medio | A 2 km al SO de Las Bermúdez, municipio Lares, distrito Díaz, estado Nueva Esparta. | Litología | <p>CASAS & MORENO (1986), definen que se compone de conglomerados polimícticos envueltos en una matriz limo – arcillosa, areniscas conglomeráticas y calizas, así como intercalaciones de areniscas y lutitas hacia la base.</p> <p>Estos autores mencionan que la Formación presenta un carácter muy semejante a un flysch salvaje (wildflysch). Esto se debe al arreglo caótico de diferentes unidades litológicas, como conglomerados polimícticos, paraconglomerados de guijarros en lodo, brechas de fragmentos de calizas arrecifales y capas de areniscas-grauvacas, todo embebido en una matriz general lutácea.</p> <p>En su tope, pasa transicionalmente a la facies de flysch normal y calcarenítica del primer nivel de orbitoides de la Formación Punta Carnero. (MUÑOZ, 1973).</p> <p>MUÑOZ, (1973) estima un espesor de 450 m, mientras que CASAS & MORENO (1986) calculan unos 690 m, en base a mediciones de campo.</p> |

| | | | | |
|--|--------------|---|--------------------|--|
| | | | | |
| | | | Fósiles | Refleja una mezcla tanto ecológica, como cronológica. Se estima que la sedimentación ocurrió en el Eoceno Medio. (GONZÁLEZ DE JUANA, 1968). |
| | | | Correlación | Equivalente a la parte basal de la Formación Pampatar y similar a los conglomerados del Eoceno en el subsuelo de la subcuenca de Cubagua. También, correlacionado con la Formación Caratas, al oriente, y parcialmente con las formaciones Navet y Lizard Springs de Trinidad. (L.E.V., 1970). |
| 4.2.8. Formación El Dátil (Grupo Punta Carnero) | Eoceno Medio | En la quebrada El Dátil, a 2 km aguas arriba de su desembocadura, cerca del caserío El Manglillo, distrito Díaz, estado Nueva Esparta | Litología | MUÑOZ (1973), indica que la secuencia es un flysch calcarenítico, constituido por una alternancia monótona de calizas bioclásticas (biocalcarenitas, biocalcilimolitas, biocalcilutitas) y lutitas pelágicas, con algunas intercalaciones de grauvacas calcáreas. Hacia la base, la estratificación es más gruesa y con mayor proporción de biocalcarenitas de color gris. Hacia el tope, la estratificación es más fina, con predominio de lutitas, biocalcilimolitas y biocalcilutitas de color amarillento. En la sección tipo, el espesor es de 720 m (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980). |

| | | | | |
|--|----------------------------|--|-------------------------|---|
| | | | | <p>Fósiles</p> <p>JAM & MÉNDEZ (1962), señalan que las especies <i>Gumbelina goodwini</i>, <i>Nonion micrus</i> y <i>Bolivina taylori</i>, son del Eoceno Medio. MUÑOZ (1973) considera que toda la sección es turbidítica, y que gran parte de la fauna es redepositada, y asigna la secuencia al Eoceno Medio Superior - zona de <i>Truncorotaloides rohri</i>.</p> |
| | | | | <p>Contactos</p> <p>Transicionales, en su base con la Formación Las Bermúdez y hacia arriba con la Formación Punta Mosquito (PALOMBO,1950).</p> |
| | | | | <p>Correlación</p> <p>El intervalo es equivalente a parte de la Formación Pampatar, y posiblemente a la sección Eocena presente en el subsuelo de la isla de Cubagua. Se correlaciona también con parte de la Formación Caratas, de Venezuela oriental, y con las formaciones Navet de Trinidad y Scotland, de Barbados. (L.E.V., 1970).</p> |
| <p>4.2.9. Formación Punta Mosquito (Grupo Punta Carnero)</p> | <p>Eoceno Medio Tardío</p> | <p>En Punta Mosquito, costa sur de la isla de Margarita, al sur de la laguna Las Marites, distrito Mariño, estado Nueva Esparta.</p> | <p>Litología</p> | <p>GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980), describen capas de calizas orbitoidales más o menos arenosas, intercalación de lutitas arenosas, con capas delgadas de areniscas laminadas calcáreas y lentes conglomeráticos con fragmentos de cuarcita, cuarzo y ftanita. En la parte superior de la Formación predominan las lutitas y limolitas micáceas intercaladas con areniscas calcáreas de grano fino. También, indican que la Formación representa una facies más clástica que El Dátil infrayacente.</p> <p>MUÑOZ (1973), considera que la secuencia aflorante en Punta Mosquito, es una facies de flysch calcarenítico, compuesta por capas gruesas de calizas arrecifales bioclásticas, de grano muy grueso, intercaladas con lutitas pelágicas y biocalcilutitas laminadas; varios intervalos presentan numerosas estructuras de deslizamiento intraformacional.</p> <p>GONZÁLEZ DE JUANA ET AL. (1980), señalan un espesor mínimo de 425 m, ya que el tope está truncado por erosión.</p> |

| | | | | |
|-----------------------------------|--------------|--|------------------|---|
| | | | | |
| | | | Fósiles | BERMÚDEZ & GÁMEZ (1966), indican que la sección corresponde a la zona de <i>Truncorotaloides rohri</i> , del Eoceno Medio Tardío. |
| | | | Contactos | Suprayacente transicionalmente a la Formación El Dátil. Su contacto superior es discordante bajo las formaciones La Tejita y El Manglillo, o aluviones recientes. (MARTÍNEZ, 1950). |
| 4.2.10. Formación Pampatar | Eoceno Medio | Aflora en el área de Agua de Vaca-Punta Gorda-Salina de Pampatar, al noreste de la unidad de Pampatar. Expuesta en el flanco norte de un sinclinal, con eje este-oeste | Litología | Inicia con un olistolito de fanita, seguido por conglomerados de guijarros en una matriz lutácea y por capas gruesas, gradadas, de conglomerados a areniscas grauvacas. El resto de la sección es una alternancia de areniscas grauvacas y lutitas, interrumpidas hacia la parte inferior por un intervalo de 100 m de lutitas con bloques exóticos (olistolitos calcáreos). Son comunes las estructuras primarias de deslizamiento. Su espesor estimado es de 1000 m. (MUÑOZ, 1973). |
| | | | Fósiles | MUÑOZ (1973) menciona <i>Globigerina sp.</i> , <i>Discocyclina sp.</i> , <i>Operculinoides sp.</i> , <i>Eoconuloides sp.</i> y <i>Globorotalia sp.</i> , micromoluscos, fragmentos de equinoideos y algas (<i>Lithothamnium sp.</i>). En los conglomerados de Punta Moreno, macromoluscos como <i>Turritella sp.</i> y <i>Ostrea sp.</i> y restos de pelecípodos. |

| | | | | |
|--|-----------------------------------|--|----------------------|--|
| | | | Contactos | Contacto discordante sobre el Grupo Los Robles. Tope truncado por la erosión o cubierto por aluviones recientes. MUÑOZ (1973). |
| | | | Correlación | Es un equivalente lateral del flysch de la Formación Punta Carnero. Es comparable con la sección eocena del subsuelo de la isla de Cubagua. Ha sido correlacionada con las formaciones Cataratas, Paují, Mene Grande, y Navet de Trinidad. MUÑOZ (1973) |
| | | | Paleoambiente | Marino profundo, en condiciones de elevada inestabilidad tectónica. MUÑOZ (1973). |
| 4.2.11. Formación Cubagua | Mioceno Tardío a Plioceno Tardío. | Cañón de La Caldera, isla de Cubagua. | Litología | La parte superior se compone de bancos de moluscos y briozoarios, calizas, areniscas cuarzosas y calcáreas, calcarenitas, interestratificadas con lutitas masivas y laminares con glauconita, arcillas y limolitas. Hacia la parte inferior la formación cambia a sedimentos de aguas más profundas; lutitas con glauconita y abundantes nódulos de pirita acompañadas de limolitas, y se presentan algunos intervalos arenosos, posiblemente llevados allí por corrientes de turbidez (CASTRO & MEDEROS, 1985). |
| | | | Paleoambiente | El ambiente es nerítico de plataforma abierta y transiciona hasta batial (CASTRO & MEDEROS, 1985). |
| 4.2.12. Formación Castillo de Araya | Cuaternario (Pleistoceno) | Terrazas en las inmediaciones del Castillo de Araya, estado Sucre. En este caso, se ven en Margarita oriental. | Litología | Coquina con predominio de material bioclástico de algas calcáreas y moluscos (MACSOTAY, 1965). |
| | | | Paleoambiente | Marino de aguas muy someras con energía de oleaje moderada, permitiendo desarrollar bancos calcáreos. |

| | | | | |
|-----------------------------------|---------------------------|---|----------------------|--|
| 4.2.13. Formación Coche | Cuaternario (Pleistoceno) | Isla de Coche, sin sección tipo local específica. | Litología | Constituida de partes aproximadamente iguales de arcillas, areniscas y conglomerados mal escogidos (JAM & MÉNDEZ, 1962). |
| | | | Paleoambiente | Continental originado por variaciones morfoclimáticas y pertenecientes a abanicos aluviales (MÉNDEZ, 1997). |

| | | | | |
|-----------------------------------|---------------------------|---|----------------------|---|
| 4.2.14. Formación Falca | Cuaternario (Pleistoceno) | Punta Falca, en la costa oriental de Margarita. No se definió sección tipo. | Litología | Arenas de cuarzo no consolidadas, muy bien escogidas, de grano fino, color rojizo por una mezcla de hematita y goethita. (TAYLOR, 1960). |
| | | | Contactos | Suprayacen discordantemente al complejo ígneo y metamórfico, al Grupo Punta Carnero y la Formación Cubagua. Infrayace aluviones recientes (TAYLOR, 1960). |
| | | | Correlación | Con la Formación El Manglillo (BERMÚDEZ, 1966) y con las formaciones Tortuga y Coche (Soc. Venez. Ing. Petról, 1963, Cuadro de Correlación). |
| | | | Paleoambiente | BERMÚDEZ Y GÁMEZ (1966), a partir del buen escogimiento y composición de 98% de cuarzo de las arenas, definen que son antiguas dunas, típicas de ambiente eólico. |

| | | | | |
|--|--------------------|--|----------------------|--|
| 4.2.15. Formación El Manglillo | Pleistoceno tardío | Ambos lados del caserío El Manglillo, entre Punta Carnero y La Laguna de Marites, Distrito Díaz, Estado Nueva Esparta. | Litología | Margas arenosas impuras y áreas conchíferas, localmente coralígenas, moderadamente fosilíferas y arenas arcillosas grisáceas mal consolidadas, localmente conglomeráticas (ASCANIO, 1963). |
| | | | Contactos | Discordante sobre el Grupo Punta Carnero y la Formación Cubagua (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980). Cubierta por aluviones y dunas (LORENZ, 1949). |
| | | | Correlación | BERMÚDEZ (1966), sugiere una correlación con las Arenas de Falca en la costa oriental de Margarita. GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980), la correlacionan con las Formaciones Tortuga y La Blanquilla. |
| | | | Paleoambiente | Ambientes marinos costeros y muy someros, sin la influencia de sedimentos fluviales. |

| | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | | | | |
|--|--|--|--|--|

| | | EDAD | NUEVA ESPARTA | LITOLOGÍA | |
|--------------|---------------------|---|--|--|--|
| CENOZOICO | | RECIENTE | | | |
| | | PLEISTOCENO | Fm. EL MANGLILLO | Margas arenosas y coquinas | |
| | | | Fm. FALCA } Fm. COCHE } Fm. CASTILLO | Areniscas/Conglomerados/Calcarenitas | |
| | | PLIOCENO | Mb. LAS HERNÁNDEZ | Arcillas margosas | |
| | MIOCENO | Tardío | Mb. LA TEJITA | Fm. CUBAGUA | Conglomerados - Areniscas Calizas de poca elevación Limolitas - Arcillas |
| | | Medio | Mb. LA GUICA | | |
| | | Temprano | | | |
| | | OLIGOCENO | | | |
| | EOCENO | Tardío | | | |
| | | Medio | Gp. PTA CARNERO } Fm. PTA MOSQ. } Fm. PAM-PATAR } Fm. EL DÁTIL } Fm. LAS BERM. } | Calizas arrecifales Arcilitas y calizas Conglomerados Calizas arrecifales | Conglomerados Areniscas Arcilitas Limolitas |
| Temprano | | | | | |
| | PALEOCENO | | | | |
| MESOZOICO | CRETÁCICO | Maastrichtiense | Volcánicas de LOS FRAILES | Tobas volcánicas y ftanitas | |
| | | Campaniense | | | |
| | | Santoniense | | | |
| | | Coniaciense | | | |
| | | Turonense | | | |
| | | Cenomaniense | | | |
| | | Albiense | Complejo LOS ROBLES } + + + | Esquistos, filitas y cuarcitas | |
| | | Aptiense | | | |
| | | Barremiense | | | |
| | | Hauteriviense | | | |
| | Valanginiense | | | | |
| Berriaciense | Mármol de EL PIACHE | Mármoles intercalados con esquistos y filitas | | | |
| | JURÁSICO | Complejo JUAN GRIEGO | Gneis, esquistos, cuarcitas Facies de los esquistos verdes | | |

Fig. 21: Disposición estratigráfica de la región de Nueva Esparta, desde el Jurásico hasta el Reciente. Modificado de CIEN (2002, Web).

4.3. GEOLOGÍA LOCAL

La secuencia turbidítica de la Isla de Margarita fue asignada de edad Eoceno por RUTTEN (1940) en base al contenido de orbitoides y GONZÁLEZ DE JUANA (1947) le da el nombre Grupo Carnero a la sección ubicada al oeste, con su respectiva división en tres unidades: Las Bermúdez, El Dátil y Punta Mosquito. Posteriormente, MUÑOZ (1973) distingue dos formaciones consideradas equivalentes; Pampatar en el extremo sureste de la Isla de Margarita y Punta Carnero, aflorando más al oeste, en el área cerca al aeropuerto Las Bermúdez-El Manglillo y en el sector La Isleta.

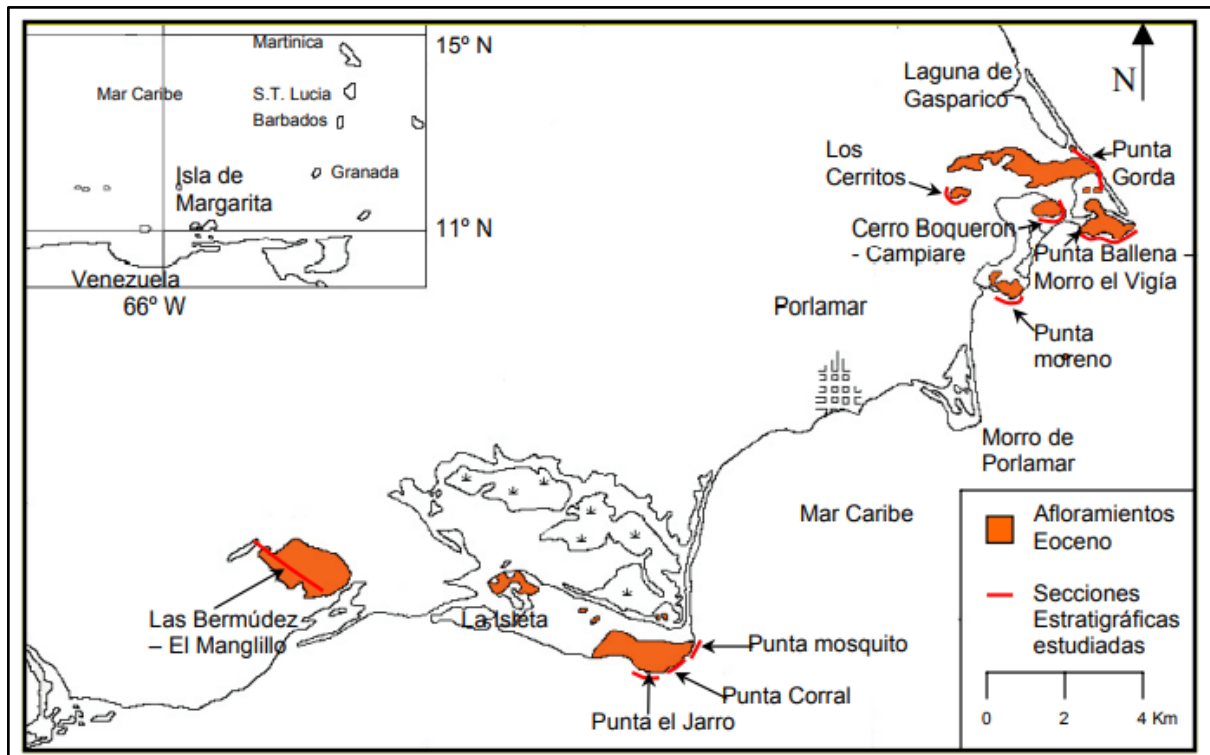


Fig. 22: Mapa de la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas por CAMPOS & GUZMÁN (2002). Mapa base de MUÑOZ (1973); tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

4.3.1. Estratigrafía de la Formación Pampatar

MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), a partir de diferencias litológicas-estratigráficas presentes en los afloramientos de Punta Gorda y los del sur de la Salina de Pampatar, definieron dos secciones estratigráficas para la Formación Pampatar.

Según estos autores, toda la unidad aflora en los alrededores de la población de Pampatar y está compuesta por una sección basal conglomerática, que pasa a cuerpos de areniscas con morfología de canal, transicionando luego a una intercalación monótona de areniscas y limolitas, en su mayoría turbiditas.

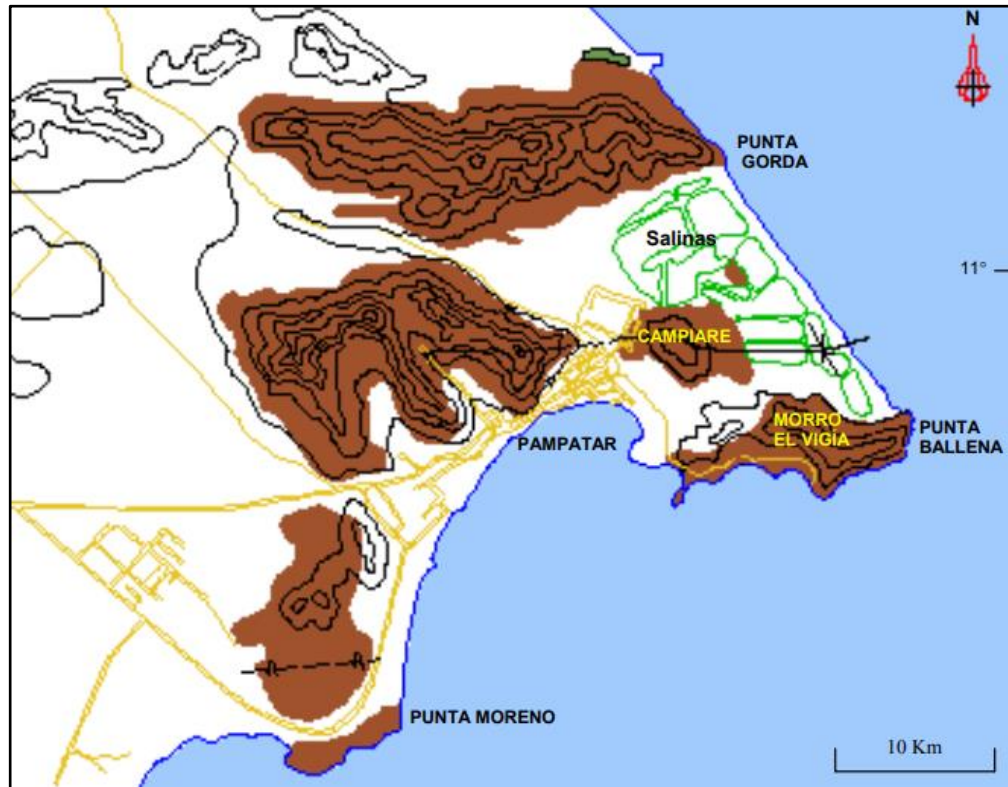


Fig. 23: Ubicación de los afloramientos de la Formación Pampatar. En color marrón, los afloramientos de edad Eoceno y en color verde los de edad Cretácico. Tomado de CONTRERAS (2002).

4.3.1.1. Sección estratigráfica de Punta Gorda

- **Punta Gorda**

CAMPOS & GUZMÁN (2002), la definen como la sección más representativa de la Formación Pampatar, con un espesor aproximado de 851 m. Se encuentra ubicada al sureste de Margarita, aflorando desde el límite norte de la Laguna de Gasparico, pasando por la zona de Punta Gorda (Cerro de Gasparico) hasta llegar a la parte media de la Salina de Pampatar.

En su parte basal comienza con un cuerpo de fanita interestratificada con tobas, la cual se encuentra deformada (plegado y muy fracturada), con variaciones de color entre gris negruzco y marrón oscuro. Tiene un espesor aproximado de 20 m, y MUÑOZ (1973) lo considera como un bloque alóctono proveniente de la Formación Los Frailes y depositado en la base de la Formación Pampatar.



Fig. 24: Interestratificación de ftanita y tobas; parte basal de la sección de Punta Gorda. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Suprayacente a este cuerpo, MUÑOZ (1973), menciona unos 70 metros totales de conglomerados a arenas, gradados, con matriz lutácea con siete ritmos recurrentes. CAMPOS & GUZMÁN (2002), definieron gránulos y guijarros, con matriz tamaño arena muy gruesa a limo fino, donde los clastos son mayormente redondeados a subredondeados, principalmente compuestos de fragmentos metamórficos, identificados por CASAS & MORENO (1986) como metadacitas, dacitas y metandesitas; también de fragmentos de chert, rocas ígneas volcánicas, rocas sedimentarias y guijarros de cuarzo. Mencionan que en algunos casos, estos conglomerados pueden gradar a areniscas gruesas que en ocasiones muestran estructuras de almohadilla y bola (*ball-and-pillow*), apreciándose varios ciclos rítmicos.



Fig. 25: Estructuras de almohadillas y bolas en las areniscas basales de la sección de Punta Gorda Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Por encima de los conglomerados básicos, se encuentra un intervalo de aproximadamente 275 m de espesor, muy mal expuesto, constituido por cuerpos de conglomerados de granos, areniscas de grano grueso, fracturadas y disgregadas, las cuales meteorizan a amarillo y negro. Todos estos cuerpos se encuentran envueltos dentro de una matriz arcillosa y en algunos casos arenosa que en sectores se encuentra cubierta, los cuerpos de conglomerados y areniscas presentan poca continuidad lateral, están muy meteorizados, fracturados y debido a esto es difícil identificar estructuras de orden interno (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

Toda esta unidad conglomerática ha sido interpretada como una secuencia *wildflysch* similar a la Formación Las Bermúdez del Grupo Punta Carnero, caracterizada por presentar bloques conglomeráticos y capas lenticulares de areniscas embebidas en una matriz lutítico-arenosa (CONTRERAS, 2002).

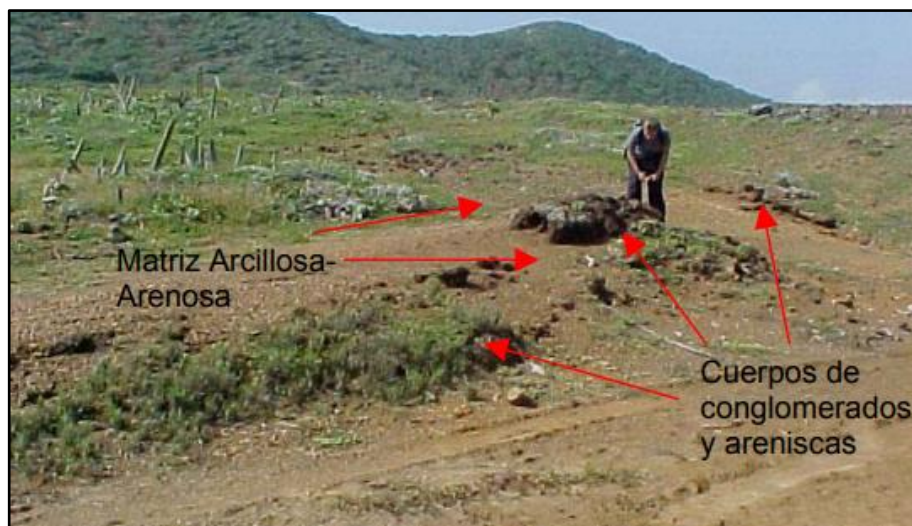


Fig. 26: Capas de conglomerados y areniscas, con poca continuidad lateral envueltos dentro de una matriz arcillosa-arenosa. Sección de Punta Gorda. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Por encima de esta sección se encuentran aproximadamente 60 m de arcilitas de color gris oscuro y fractura astillosa intercalada con algunas limolitas y pocos lentes de areniscas de grano fino, calcáreas, estos lentes se hacen más gruesos hacia el tope alcanzando un máximo de 40 cm de grosor (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

Este intervalo transiciona a una secuencia de 50 m de espesor, constituida por cuerpos de areniscas con morfología de canal, de espesores entre 1 a 2,5 m. Son comunes la gradación normal, laminación paralela y estratificación cruzada; estos cuerpos de arenisca se encuentran intercalados con grandes espesores de arcilitas y limolitas, los cuales presentan también algunos lentes de arenisca. Luego les siguen unos 15 m de areniscas amalgamadas con morfología de canal de tamaño de grano variable con bases erosivas y se observa gradación normal, laminación paralela, estratificación cruzada, estructuras de *ball-and-pillow*, así como estructuras esferoidales generadas por la cementación diferencial. En el tope de la secuencia CAMPOS & GUZMÁN (2002) describen capas muy deformadas y verticalizadas, las cuales coinciden con lo planteado por MUÑOZ (1973) sobre la existencia

de un plano de sobrecorrimiento, así como numerosas estructuras primarias de deslizamiento y desprendimientos de capas de calcarenitas (*pull-apart*).



Fig. 27: Areniscas amalgamadas con morfología de canal, con bases erosivas y estructuras esferoidales de cementación diferencial. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

- **Salina de Pampatar**

Por último, luego de 200 m de sección cubiertos por la Salina de Pampatar, MUÑOZ (1973) explica que la formación termina con 200 m de una secuencia monótona de grauvacas de grano fino a medio, alternando con lutitas; estimando 15 a 20 capas turbidíticas presentes en apenas 3 m de esta sección superior. CAMPOS & GUZMÁN (2002), mencionan que para la parte superior predomina una intercalación de areniscas de grano fino y medio con limolitas, donde prevalecen las capas turbidíticas con secuencia de Bouma Tac y Tbc.

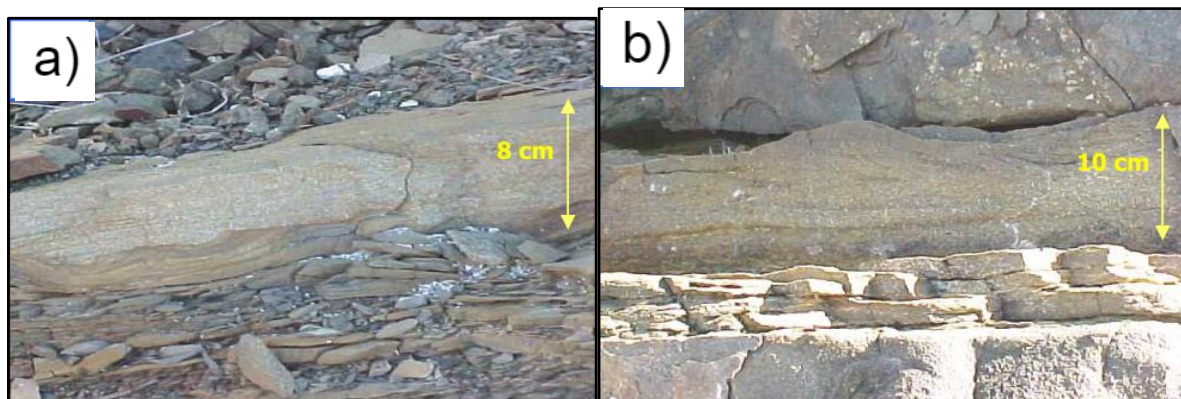


Fig. 28: Algunas estructuras sedimentarias observadas en la sección de Punta Gorda. **a)** Huellas de carga; **b)** Rizaduras. Imágenes tomadas por CONTRERAS (2002).

- **Campiare**

Esta localidad se encuentra al oeste de las salinas de Pampatar, dentro del conjunto residencial Terrazas del Mar, compuesta de intercalaciones monótonas de areniscas y limolitas (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

Cuenta con 140 m de espesor, constituida en su parte basal por areniscas de grano fino, de color marrón ocre que meteorizan a pardo producto de la oxidación, intercaladas con limolitas delgadas que aumentan en proporción hacia el tope. Se observan areniscas con estratificación gradada, laminación paralela, estratificación paralela y huellas de carga (CONTRERAS, 2002).



Fig. 29: Estratificación cruzada. Localidad Campiare. Tomado de CONTRERAS (2002).

4.3.1.2. Sección estratigráfica de Punta Moreno

- **Punta Moreno**

En la localidad de Punta Moreno, de manera similar a Punta Gorda, se encuentran areniscas y ortoconglomerados polimícticos con matriz arena gruesa a fina. Presenta un espesor de 60 m y, al igual que en Punta Gorda, no presenta estratificación. El contacto basal no es observable ya que se encuentra bajo la línea de costa (CONTRERAS, 2002). Los conglomerados se componen de fragmentos de roca tipo chert, sedimentarias, volcánicas y metamórficas, identificadas como andesitas, metandesitas, tonalitas, granodioritas, metareniscas, entre otras (CASAS & MORENO, 1986).

Esta unidad ha sido interpretada como una secuencia *wildflysch* y representa el relleno de cañones submarinos. Aquí los sedimentos son transportados como flujos gravitacionales de alta energía soportados por granos, desde zonas someras hasta zonas más profundas de abanico medio a externo. La alta energía está favorecida por la pendiente y la presencia de material más fino y fluido, que genera corrientes de turbidez representadas por las intercalaciones arenosas. La similitud en la composición de los clastos en ambas localidades sugiere una fuente de aporte en común, asociado a un prisma de acreción y arco magmático

del complejo de subducción de las Antillas Menores en la zona caribeña, que durante el Cretácico Tardío-Eoceno estuvo emergido y representa una fuente de aporte de este tipo de fragmentos para la cuenca eocena (PINDELL & BARRETT, 1990; en CONTRERAS, 2002).

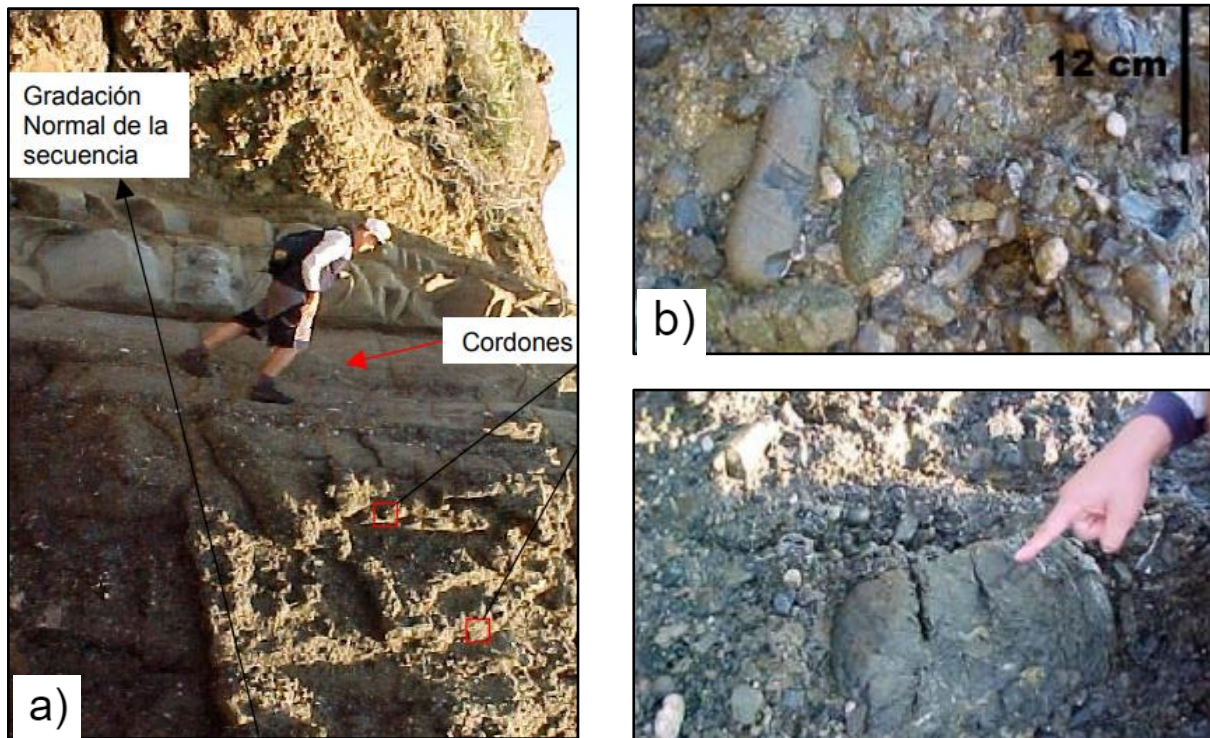


Fig. 30: Intervalo basal conglomerático de la sección de Punta Moreno. a) Gradación normal de los conglomerados pasando a areniscas de grano grueso, medio y fino hacia el tope. b) y c) Conglomerado a detalle, soportado por clastos redondeados y dispuestos caóticamente (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

Los conglomerados pasan transicionalmente a un intervalo turbidítico compuesto por capas tabulares de areniscas de grano grueso y medio, separadas por turbiditas con predominio de Bouma Tab. Es posible observar estructuras de orden interno como gradación normal, laminación paralela y laminación cruzada (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). MUÑOZ (1973), menciona capas gruesas de grauvacas y calcarenitas, con estructuras de almohadilla y bola, desprendimientos y también estructuras de relleno de canales.



Fig. 31: Areniscas con cementación calcítica diferencial. Tope de la sección de Punta Moreno. Tomado de CONTRERAS (2002).



Fig. 32: Deformación plástica en capa de arenisca dentro de un intervalo arcilloso. Pliegue *slump*, observado en Punta Moreno, por CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Siguiendo la secuencia, se encuentra un espesor de 750 m de cubierto y por encima de este, la sección de Punta Ballena - Morro el Vigía, con un espesor aproximado de 185 m (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

- **Punta Ballena**

En la costa de Punta Ballena, CONTRERAS (2002), registra una secuencia de 103 m de espesor, caracterizada hacia la base por intercalaciones de arenisca de grano fino a medio con limolitas friables delgadas y laminadas, algunos lentes de arcilitas y niveles de ortoconglomerados polimícticos locales, de gránulos y guijarros. Hacia el tope las areniscas disminuyen en proporción, mientras que las limolitas aumentan. También, menciona abundantes estructuras sedimentarias deformacionales, mayormente en las capas de areniscas, tales como huellas de carga, pliegues "*slump*" y clastos "*rip up*" (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). Otras estructuras presentes son estratificación gradada y masiva, laminación paralela, laminación convoluta, estratificación paralela, laminación cruzada, estratificación cruzada y rizaduras, abarcando la secuencia Ta-c, Ta-d y Tb-d de BOUMA (1962).

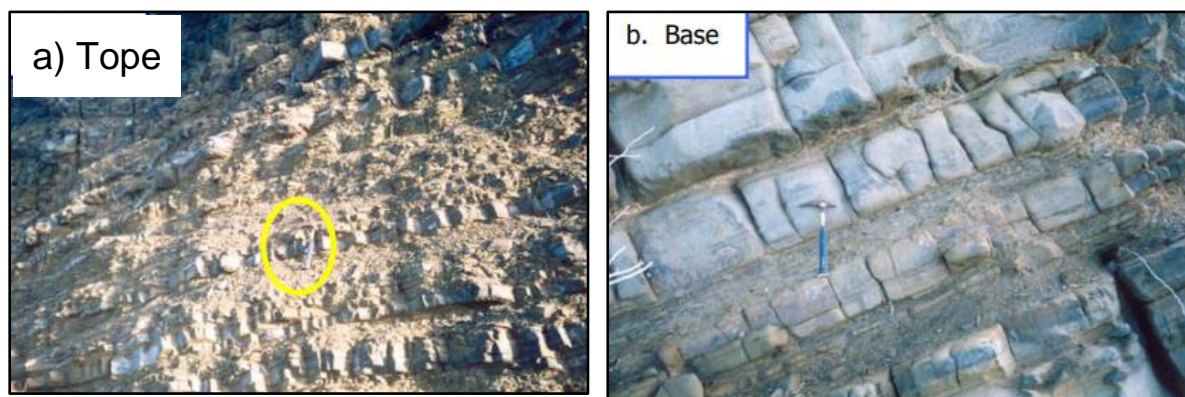


Fig. 33: Intercalación de areniscas y limolitas en la localidad de Punta Ballena. En a) se puede notar como aumenta la potencia de las limolitas hacia el tope, a diferencia de b) donde predominan espesores mayores de arenisca. Tomado de CONTRERAS (2002).



Fig. 34: Areniscas con cementación calcítica diferencial. Parte media de la sección de Punta Ballena. Tomado de CONTRERAS (2002).

- **Morro el Vigía**

En Morro el Vigía, al norte de Punta Ballena infrayacente, separadas por la zona residencial aledaña a la costa, la secuencia es muy parecida pero alcanzando una altitud aproximada de 70 m sobre el nivel del mar. En general, se caracteriza por intercalaciones monótonas de areniscas gris a marrón a claro, algunas calcáreas, y limolitas friables de colores similares. La proporción de limolitas se incrementa hacia el tope hasta alcanzar un 50% de la secuencia, presentando niveles esporádicos de lutita y conglomerados de espesor máximo 20 cm. La proporción de areniscas disminuye con respecto a Punta Ballena, al igual que los intervalos conglomeráticos y capas calcáreas (CONTRERAS, 2002).

Las estructuras sedimentarias más comunes en las capas de arena son huellas de carga, laminación paralela y estratificación paralela. Se observan pliegues "*slumps*", flexuras locales y "*ball-and-pillow*" en la parte media de la sección, las cuales están caracterizadas por cantos arcillosos de color gris embebidos en capas de areniscas color marrón (CONTRERAS, 2002). Los turboglifos son muy comunes y la secuencia Ta-b, Ta-c y Tb-d de BOUMA (1962).

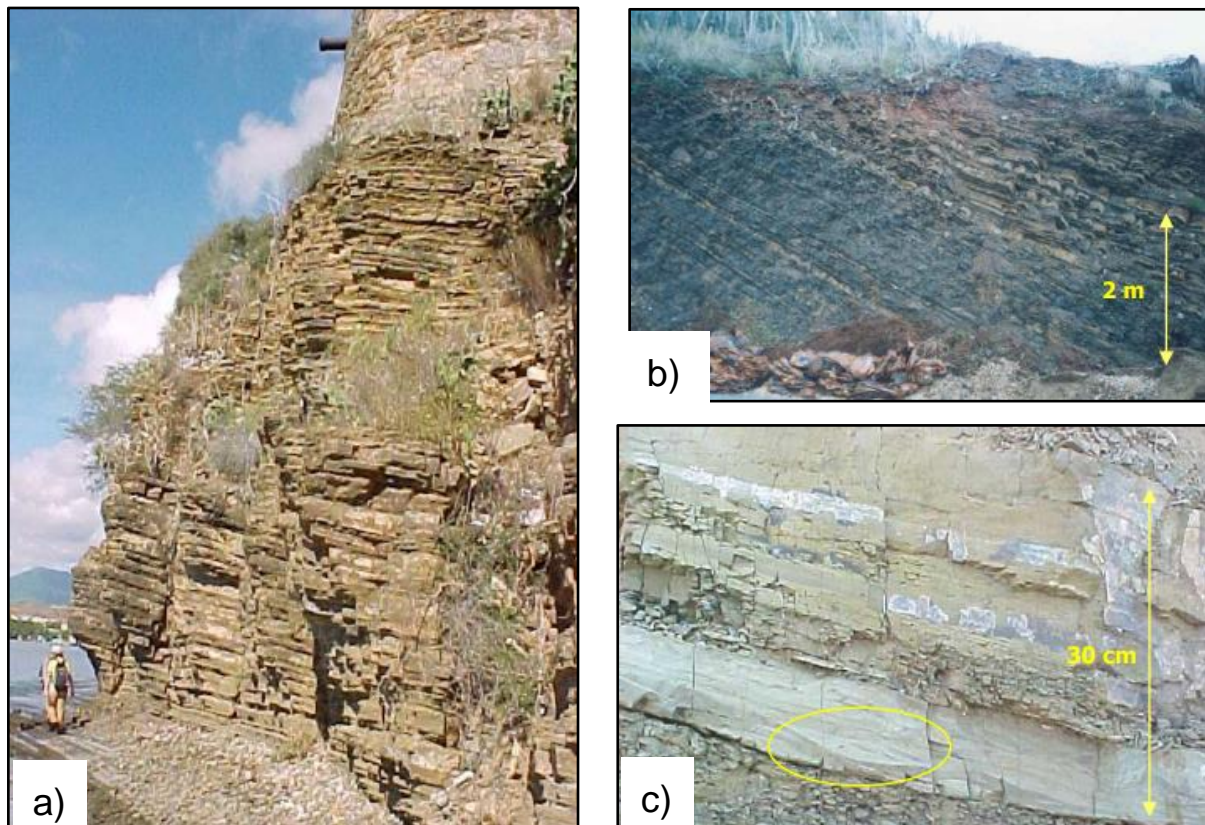


Fig. 35: En a) intercalación monótona de turbiditas, Punta Ballena - Morro el Vigía, tomada de CAMPOS & GUZMÁN (2002); en b) intercalación monótona de areniscas y limolitas en Morro el Vigía; y en c) Estratificación lenticular, Morro el Vigía. (CONTRERAS, 2002).

- **Cerro Boquerón y Los Cerritos**

La intercalación monótona de areniscas y limolitas, también se observa en Cerro Boquerón, y en la zona de Los Cerritos se compone de areniscas masivas con morfología de canal intercaladas con limolitas arenosas (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

- ❖ **Edad**

Las muestras de lutitas recolectadas a lo largo de todo Pampatar resultaron estériles, a excepción de algunos fragmentos de algas *Lithothamnium sp.* y foraminíferos béticos identificados como *Operculinoides sp.*, *Discocyclina sp.* y *Lepidocyclina* (CONTRERAS, 2002). LORENZ (1949), mencionó haber encontrado *Globigerina sp.* y material carbonoso en una lutita calcárea del área de Punta Moreno.

Algunas intercalaciones de areniscas calcáreas de Punta Gorda, contienen micromoluscos, fragmentos de equinoideos, algas (*Lithothamnium sp.*), *Discocyclina sp.*, *Operculinoides sp.*, *Eoconuloides sp.*, y *Globorotalia sp.* En los conglomerados de Punta Moreno existen macromoluscos como *Turritella sp.* y *Ostrea sp.* (MUÑOZ, 1973).

Los fósiles encontrados se consideran mezclados y retrabajados por corrientes de turbidez. La edad es considerada Eoceno Medio, parte superior. La Formación Pampatar, con su facies de flysch arenoso, representa un equivalente lateral del flysch calcarenítico de la Formación Punta Carnero, al oeste de Porlamar (MUÑOZ, 1973).

4.3.2. Estratigrafía del Grupo Punta Carnero

La sección tipo del Grupo Punta Carnero está ubicada al sur de la Isla de Margarita, al noroeste del aeropuerto Internacional Santiago Mariño, en la localidad de Las Bermúdez - El Manglillo, cercana al Yaque. Todo el grupo cuenta con un espesor aproximado de 1360 m truncado por erosión, y cubierto por formaciones miocenas-pliocenas y aluviones recientes. CONTRERAS (2002), la define como una secuencia de calizas, areniscas y lutitas intercaladas con conglomerados hacia la base.

Tanto MUÑOZ (1973), como CONTRERAS (2002) y CAMPOS & GUZMÁN (2002), mencionan que el Grupo está conformado por tres formaciones: Formación Las Bermúdez (base), la Formación El Dátil (intermedia) y la Formación Punta Mosquito (tope).

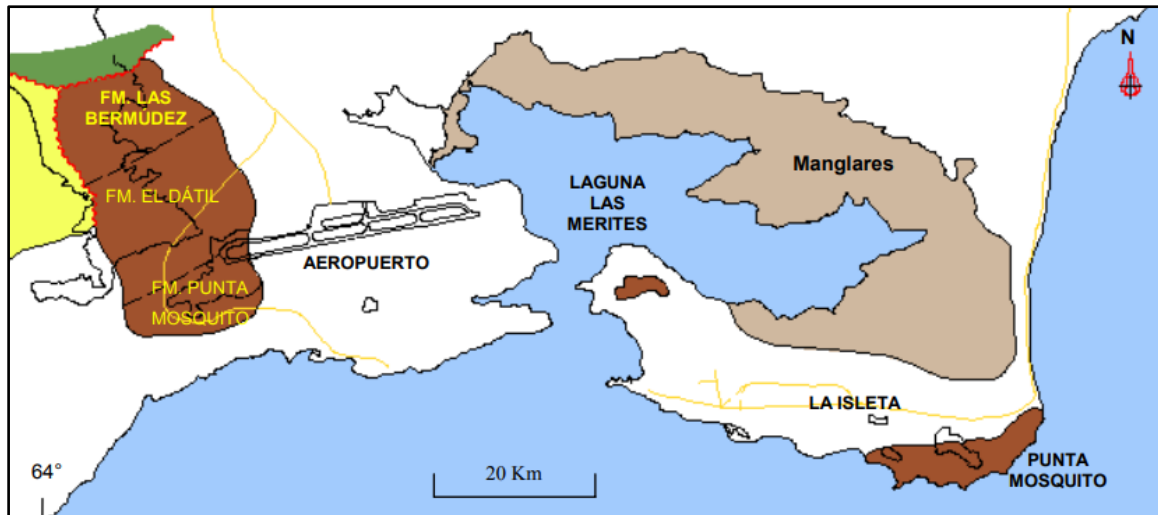


Fig. 36: Afloramientos del Grupo Punta Carnero. Tomado de CONTRERAS (2002).

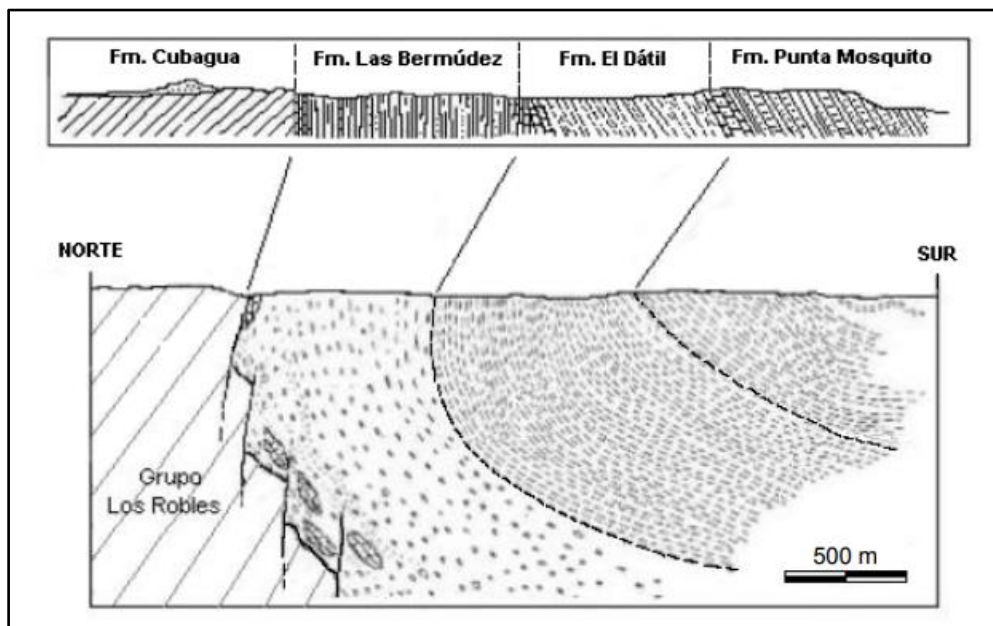


Fig. 37: Corte esquemático del Grupo Punta Carnero en su sección tipo (CHEVALIER, 1987; en CONTRERAS, 2002).

- **Formación Las Bermúdez**

El contacto basal se observa entre un bloque transportado (olistolito) de 28 m de espesor conocido como el miembro informal Caliza Los Bagres, de color gris cremoso y alto contenido en corales, algas y microfósiles (CONTRERAS (2002), y un cuerpo metamórfico constituido por esquistos verde-grisáceos con marcada foliación, muy deleznable de la Formación Los Robles (CAMPOS & GUZMÁN, 2002), interpretado por MUÑOZ (1973) como un contacto discordante.

La unidad conocida como Formación Las Bermúdez, presenta un carácter de flysch salvaje (*wildflysch*). Lo más distintivo es el arreglo caótico de toda la sección, presentando diferentes unidades litológicas, desde conglomerados polimícticos, paraconglomerados de guijarros en lodo (*pebbly mudstones*), hasta brechas de calizas arrecifales y capas de areniscas-grauvacas, todo en una matriz principalmente lutácea (MUÑOZ, 1973). Las areniscas se caracterizan por ser de color verde, meteorizando a marrón oscuro y negro, encontrándose muy meteorizadas. Los conglomerados tienen una composición y textura muy heterogénea, siendo mayormente de gránulos soportados por clastos redondeados, presentando fragmentos de cuarzo, rocas volcánicas andesíticas, ftanita, calizas, grauvacas, entre otros. CAMPOS & GUZMÁN (2002), mencionan que además de estar embebidos en una matriz principalmente arcillo-arenosa, en algunos casos se observa material carbonático “moteado” como manchas blancas cremas y grises. Para ellos, la sección tiene un espesor de 472,45 m. Su litología pasa transicionalmente a la facies de *Flysch* normal y calcarenítica de lo que MUÑOZ describe como “primer nivel de orbitoides” del Grupo Punta Carnero.

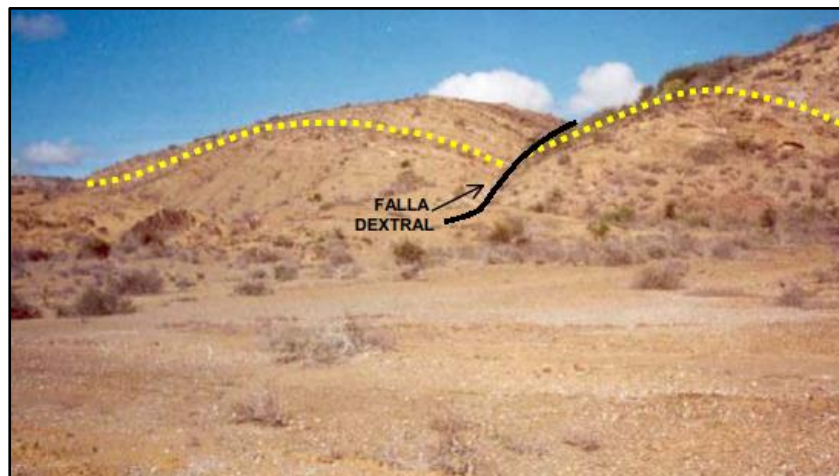


Fig. 38: Capa de caliza orbitoidales y areniscas calcáreas en la base de la Formación Las Bermúdez. Rumbo de la foto N30W. Tomado de CONTRERAS (2002).

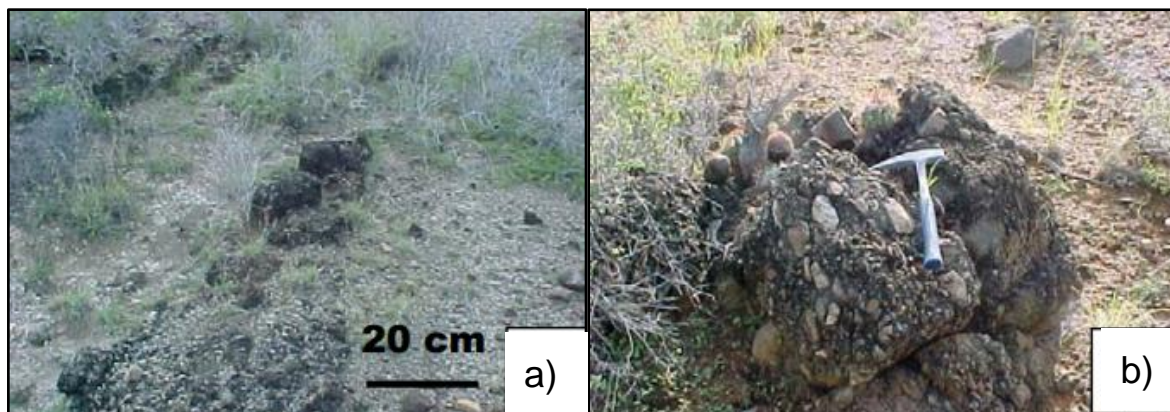


Fig. 39: Cuerpos litológicos en Formación Las Bermúdez. a) Evidencia de la poca continuidad de los cuerpos y la matriz arcillo-arenosa en la que están embebidos. b) Conglomerado de clastos redondeados con un arreglo caótico. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

❖ Estructuras Sedimentarias

En cuanto a estructuras sedimentarias, predominan los turboglifos y algunas huellas de carga en la base de areniscas y areniscas calcáreas. CONTRERAS (2002), menciona que son comunes los intervalos Ta-b, Ta-c y Tb-d de BOUMA (1962) en las capas de areniscas y conglomeráticas; aquí se observan estratificación masiva y gradada, laminación paralela, cruzada y convoluta. Hay acuñamiento visible y existen pliegues *slump* a pequeña escala pero en menor proporción que en la Formación Pampatar.

Se observan ejemplares de *Paleodictyon sp.* y otras huellas de organismos no identificados, y bioturbaciones casi paralelas a la estratificación.

❖ Edad

El contenido fósil de las lutitas es escaso, donde MUÑOZ (1973) solo ha reportado evidencias de *Discocyclusina grimsdalei* y *Nummulites sp.*, definiendo una edad Paleoceno-Eoceno Temprano; sin embargo, acota que los mecanismos de sedimentación como los deslizamientos submarinos ocurridos durante el Eoceno Medio, son los responsables de una mezcla de faunas. CONTRERAS (2002), determinó una edad Eoceno Medio, Zona *Globigerinatheka subconglobata*, en base a la última aparición de la *Hastigerina bolivariana*, y la presencia de especies *Turborotalia griffinae*, *Acarinina broedermanni* y *Globigerinoides higginsi*, del Eoceno Medio - Tardío.

● Formación El Dátil

El contacto basal de la Formación El Dátil es abrupto y se establece en el tope de la última capa de calizas orbitoidales. CONTRERAS (2002), describe un espesor de 745 m para esta formación, número que se asemeja, que difiere del asignado por KUGLER (1957) de 840 m y el espesor de 645 m medido por CAMPOS & GUZMÁN (2002).

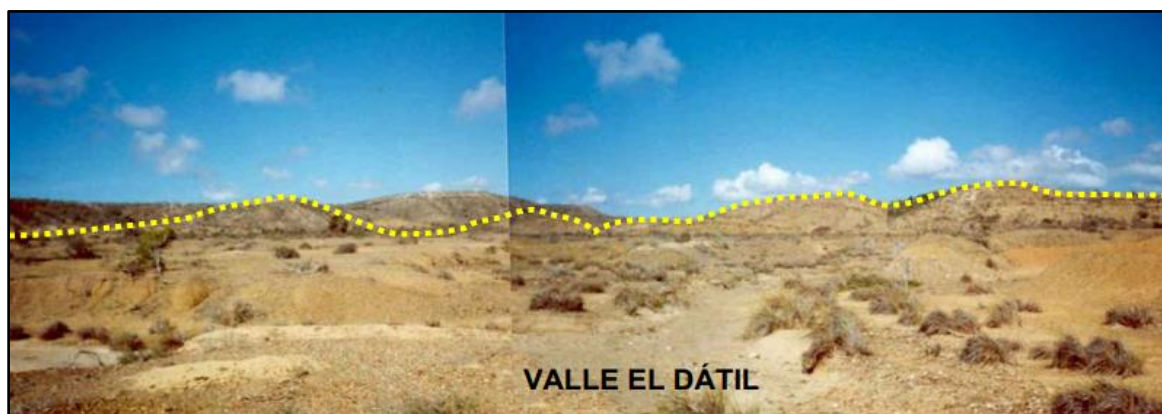


Fig. 40: Contacto basal de la Formación El Dátil. Secuencia de calizas orbitoidales intercaladas con areniscas calcáreas que generan altos topográficos. Rumbo de la foto N20W. Tomado de CONTRERAS (2002).

CONTRERAS (2002), describe que la formación se compone de arcilitas pelágicas con pocas areniscas calcáreas, limolitas y calizas orbitoidales en la base, las cuales disminuyen en potencia hacia el tope de la sección. Se observan escasas areniscas y calizas delgadas (mayormente lenticulares), que raramente sobrepasan los 60 cm de espesor. CAMPOS & GUZMÁN (2002), hablan de calizas tipo “wackstone” y “packstone” de color gris verdoso, y areniscas y limolitas con espesores que no sobrepasan los 10 cm. Las arcilitas son de color gris claro y meteorizan a pardo y verde oliva, son ricas en foraminíferos, con abundantes concreciones ferruginosas, costras de yeso, y topográficamente generan un valle extenso cortado por quebradas intermitentes (CONTRERAS, 2002).



Fig. 41: Niveles de concreciones en las capas de arcilitas de la Formación el Dátil. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

Este intervalo basal, transiciona a una intercalación de arcilitas y areniscas de grano fino, de gran espesor (480 m), donde el porcentaje de arenisca es casi nulo hacia el tope hasta el punto en que desaparece, mientras que las arcilitas aumentan su potencia (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

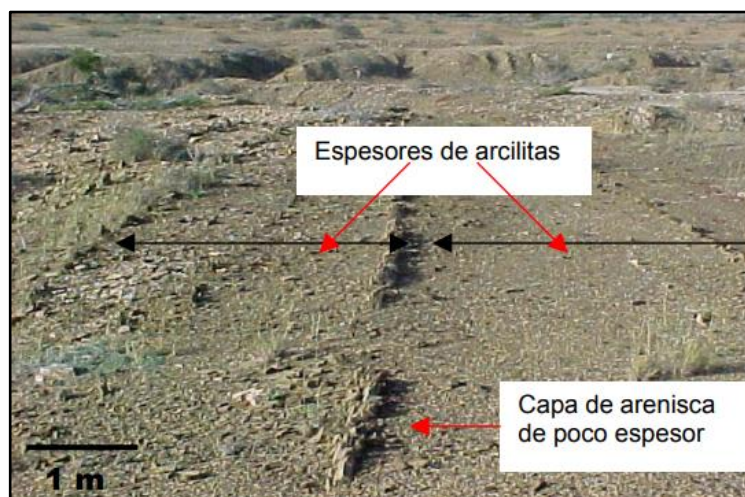


Fig. 42: Aumento de los espesores de arcilitas y disminución de capas de arenisca. Valle del Dátil. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

❖ Estructuras sedimentarias

En las capas competentes aisladas CONTRERAS (2002) registra huellas de carga, laminación paralela, cruzada y convoluta, incluyendo los intervalos Tb-c y Ta-c de BOUMA (1962). Las huellas fósiles encontradas son de *Paleodictyon sp.*, *Nereites sp.*, *Lorenzina sp.*, *Spirorhappe sp.* y otras posiblemente correspondientes a huellas de pastoreo (*Pasichnia*) y repteo (*Repichnia*).

❖ Edad

BERMÚDEZ & GAMEZ (1966), a partir del contenido de foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos, le asignaron una edad Eoceno Medio, registrando las zonas *Globigerapsis kugleri* y *Globorotalia lehneri*. Muñoz (1973), señala que el contenido fósil es proviene de la redepositación dentro de la sección turbidítica, determinando una edad Eoceno Medio parte terminal, zona *Truncorotaloides rohri*. CONTRERAS (2002), establece una edad Eoceno Medio, entre las zonas *Globigerinatheka subconglobata*, *Morozovella lehneri* y *Orbulinoides beckmanni*.

● Formación Punta Mosquito

Está ubicada en el tope del Grupo Punta Carnero y geográficamente más al sur, en la sección cercana al aeropuerto. En esta zona presenta un espesor aproximado de 80 m, cubierto en el tope por aluviones recientes y en algunas zonas por la Formación Cubagua, Mioceno-Plioceno, y La Formación El Manglillo del Cuaternario (CONTRERAS, 2002).

En la sección Las Bermúdez - El Manglillo, esta formación se caracteriza por calizas y areniscas mayormente calcáreas, con espesores entre 20 y 50 cm, intercaladas con lutitas de espesor promedio 20 cm que disminuyen en proporción hacia el tope. Las calizas son fosilíferas, ricas en orbitoides, fragmentos de algas y foraminíferos (CONTRERAS, 2002).

En la zona costera de Punta Mosquito (sector La Isleta) no se observa el contacto basal con la Formación El Dátil y tectónicamente está muy deformada, lo cual dificulta la medición del espesor, pero CONTRERAS (2002) la calcula alrededor de 200 m. Aquí, la secuencia es más clástica. Las calizas se encuentran más que todo hacia el tope y están en menor proporción. En la secuencia predominan las intercalaciones de areniscas en su mayoría calcáreas y calizas, con intervalos conglomeráticos y escasas lutitas. El espesor de las capas competentes está alrededor de 20 y 50 cm, las cuales son predominantes y el de las lutitas entre 1 cm y 1,5 m (CONTRERAS, 2002).

❖ Estructuras Sedimentarias

CONTRERAS (2002) describe en la zona cercana al aeropuerto, en la base de las capas de arenisca, abundantes trazas fósiles similares a las de la Formación El Dátil; entre

ellas, *Paleodictyon sp.*, *Nereites sp.*, *Spiroraphe sp.*, *Nereites sp.*, *Lorenzina sp.* y otras que asocia a huellas de pastoreo (*Pascichnia*) y repteo (*Repichnia*).

Las secuencias de BOUMA (1962) Ta-c y Tb-c, se reflejan mayormente en las areniscas y algunas capas de calizas orbitoidales; estas exhiben huellas de carga, turboglifos, estratificación gradada, laminación paralela, estratificación cruzada, laminación cruzada y escasas convolutas (CONTRERAS, 2002)

En La Isleta, predominan las estructuras deformacionales, como pliegues *slump*, huellas de carga, laminación convoluta y *ball-and-pillow*. Los intervalos Ta-b, Ta-c, Tb-c y Tb-d de la secuencia BOUMA (1962) se definen en parte gracias a la estratificación gradada y masiva con base erosiva, laminación y estratificación paralela, laminación y estratificación cruzada festoneada y esporádicas rizaduras (CONTRERAS, 2002).

❖ Edad

FURRER (1967), define una edad Eoceno Medio, debido al contenido de foraminíferos planctónicos, y CONTRERAS (2002) toma como base la presencia de *Orbulinoides beckmanni* correspondientes al Eoceno Medio, y corrobora esta edad.

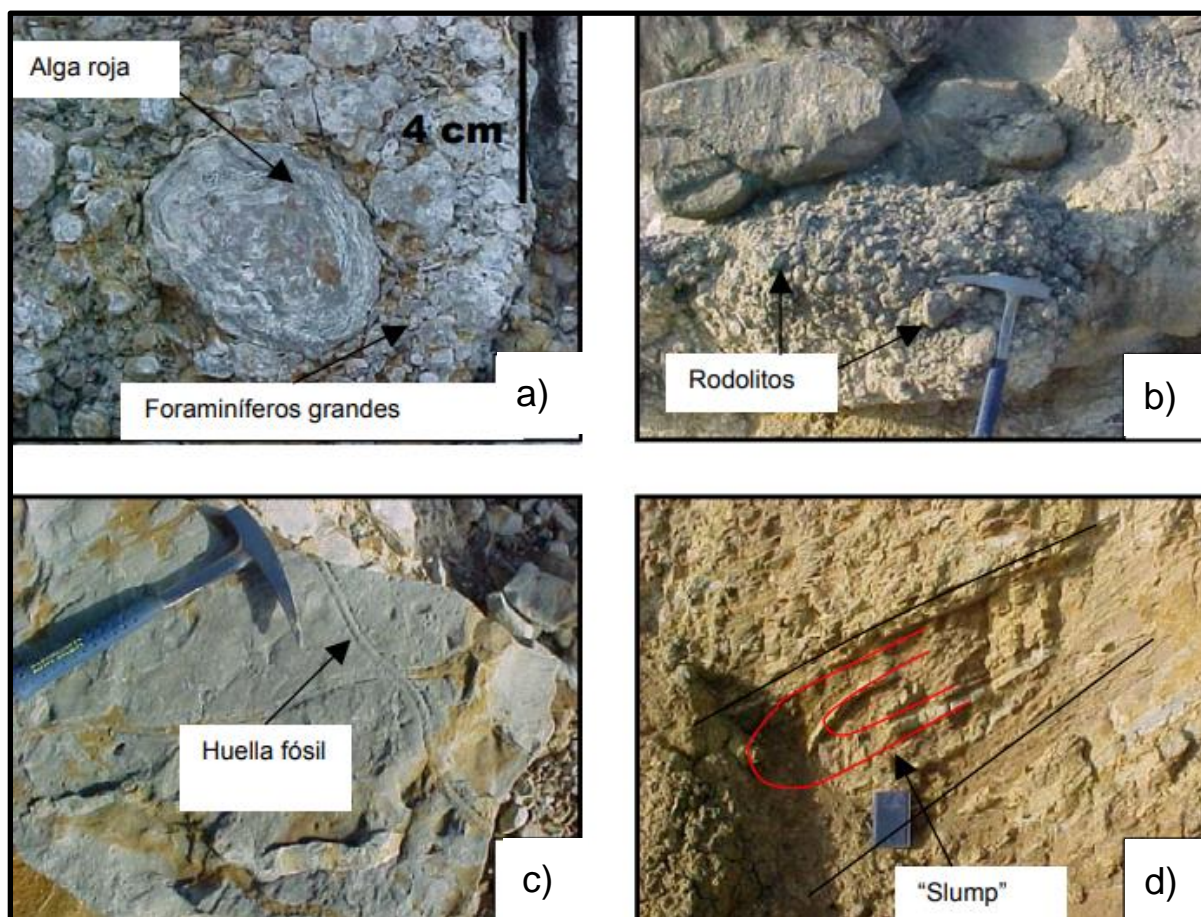


Fig. 43: Estructuras y fósiles en Formación Punta Mosquito, zona de la Isleta. a) Caliza tipo *rudstone*; b) caliza compuesta por rodolitos de algas rojas mayores a 4 cm. (c) Huella fósil. (d) Pliegue tipo *slump*. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

4.3.2. Geología Estructural Local

La geología estructural de la isla de Margarita está determinada por el marco tectónico de la placa del Caribe, el cual controló la sedimentación durante el Eoceno costa afuera de Venezuela.

La evolución de las cuencas costa afuera se puede dividir en 3 etapas: 1) un régimen extensional durante el Eoceno, promoviendo la sedimentación en cuencas marino profundas; 2) un régimen transpresivo desde el Oligoceno, donde se invierten las estructuras extensionales y que se acentuó durante el Mioceno Temprano a Medio, generando el emplazamiento de las secuencias que se observan actualmente en la Isla; 3) un régimen transtensional desde el Mioceno Tardío, causado por el movimiento transcurrente de la placa Caribe con respecto a Sudamérica (PINDELL *et al.*, 1998; en CONTRERAS, 2002).

Estos regímenes dan como resultado la ubicación actual de los sedimentos eocenos en la Isla de Margarita, los cuales se ubican en las dos zonas antes mencionadas: Pampatar y Las Bermúdez-El Manglillo.

- **Área de Pampatar**

Hacia este de Margarita, MUÑOZ (1973), menciona la presencia de un sinclinal suave asimétrico de rumbo E-O ubicado en la parte media de las Salinas de Pampatar, y la existencia de diferentes facies entre los flancos norte y sur. El flanco sur buza 20-30N (localidades Punta Moreno, Punta Ballena y Morro el Vigía) y se caracteriza por una secuencia monótona de grauvacas y lutitas con algunas intercalaciones conglomeráticas. El flanco norte presenta mayor buzamiento, 20-50S (localidades Punta Gorda y Campiare), observando un plano de falla de corrimiento. Por esto último, supone un movimiento de sobrecorrimiento hacia el norte o un empuje inferior (*underthrust*) hacia el sur. Este autor mide planos de fallas los cuales en su mayoría son normales con rumbo E-O y pueden observarse en ambos flancos del sinclinal. Reporta que las fallas han sido medidas en Punta Moreno, en Punta Ballena y a lo largo de la costa de Punta Gorda.

En **Punta Gorda**, las capas presentan una orientación N50W45S, y aquí las evidencias de tectonismo se encuentran cubiertas en su mayoría a causa del gran espesor de lutitas que se encuentran en la parte superior de la unidad basal de la Formación Pampatar. Las lutitas absorben la deformación y solo pueden apreciarse pocas capas desplazadas y deformadas. A pesar de esto, CONTRERAS (2002) logra describir fracturas y pliegues locales en capas de areniscas con espesor considerable, hacia el tope y la parte media de las salinas.

En la localidad **Campiare**, las capas cambian de rumbo con respecto a la orientación general de la zona, ahora N-S y buzamiento al este. Esto ocurre por la cercanía con la zona apical del sinclinal de Pampatar (CONTRERAS, 2002). En esta zona existen fallas inversas, fracturas, diaclasas y vetas de cuarzo, que cortan perpendicularmente a los estratos en gran parte de la sección.

En **Punta Moreno** se encuentra el flanco sur del sinclinal, donde las capas conglomeráticas de la parte basal de la Formación Pampatar están orientadas N70W45N, observándose algunas fracturas y pequeñas fallas inversas. Hacia el tope, en la parte arenosa, la deformación es mayor, habiendo muchas fracturas, fallas inversas y pliegues (CONTRERAS, 2002).

Las capas de **Punta Ballena** tienen una orientación E-W con buzamiento 20-30N y presentan muy pocas fallas o pliegues. Sin embargo, hacia el este, cerca de la cueva El Bufón, existen fracturas y fallas normales que cortan toda la secuencia pero sin mucho desplazamiento, así como patrones de diaclasas y leves plegamientos, causados por deformación sin depositacional (*slump*) o por reajuste gravitacional (CONTRERAS, 2002). Al norte de Punta Ballena, MUÑOZ (1973) describe un cabalgamiento en sentido S-N y CASAS & MORENO (1986) distinguen un plano de corrimiento buzando al sur, indicando un sobrecorrimiento hacia el norte.

En la zona de **Morro el Vigía** y pequeñas secciones en Pampatar, ubicadas hacia el tope en el flanco sur del sinclinal, las capas se orientan similar a Punta Ballena. La secuencia tiene poca deformación, algunos pliegues por flexura depositacional y otros afectando levemente las capas, generando cambios de orientación muy puntuales. Las fallas y fracturas son escasas, y existen patrones de diaclasas en ciertas capas (CONTRERAS, 2002).

- **Área Las Bermúdez-El Manglillo**

En el área de Las Bermúdez - El Manglillo, se encuentra una secuencia isoclinal buzando al sur con pequeñas variaciones locales. La primera unidad, Formación Las Bermúdez, es una secuencia de biocalcarenitas interestratificadas con lutitas, buzando sur 40°- 60°, ubicada en lo que el autor denomina una serie de "cuestas" y "contracuestas" (MUÑOZ, 1973). Le sigue la Formación el Dátil caracterizada por una fila de cerros conformados por capas muy pronunciadas, subverticales y algunas volcadas, con un rumbo promedio de N35°E, las cuales se encuentran seccionados por fallas de orientación N60°W (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). En el área, son comunes las fallas normales con rumbo NE y NW y en el valle de el Dátil existen evidencias de sobrecorrimiento.

CASAS & MORENO (1986), indican que el contacto basal con la Formación Los Robles es discordante, de tipo estructural, interpretado como un corrimiento.

Hacia el tope de la secuencia anterior, se encuentra la Formación Punta Mosquito, disminuyendo el buzamiento hasta llegar a 60°-40° al sur, en la zona del Aeropuerto Santiago Mariño, donde las capas se encuentran muy fracturadas y deformadas por varios sistemas de fallas de rumbo N35W a N65W (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

La parte de la Formación Punta Mosquito que aflora en la zona costera, localidad La Isleta, está muy tectonizada y presenta numerosas fallas normales de orientación N30-40E, N50W y E-W, con un buzamiento promedio de 60°, y un sistema de diaclasas de rumbo NE y NW desde subverticales a verticales (MUÑOZ, 1973). En ella se observan abundantes pliegues, destacándose un anticlinal volcado de orientación axial N35E40N, asociado a otros pliegues locales de menor escala (CONTRERAS, 2002).



Fig. 44: Filas de cerros en la base de la Formación el Dátil. Capas muy inclinadas y algunas volcadas. División de los cerros producida por fallas paralelas de dirección N60W. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).



Fig. 45: Costa de Punta Mosquito, localidad La Isleta. a) pliegue anticlinal volcado con plano axial N35E40N ; b) falla de tipo inversa con orientación N20E. Tomado de CONTRERAS (2002).

CAPÍTULO V: RESULTADOS

Para este trabajo se realizó una recopilación de estudios académicos y publicaciones científicas del Flysch de la Isla de Margarita. Durante la recopilación, destacaron tres autores: MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), cuyos estudios realizados en el *Flysch* cuentan con información completa y detallada, pertinente a este estudio. A continuación, se encuentra lo recopilado que funciona como base para el estudio.

5.1. ESTUDIOS PETROGRÁFICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Existen análisis petrográficos realizados por MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), los cuales son tomados como referencia general a lo largo de este estudio. La información detallada de los depósitos siliciclásticos y carbonáticos, e incluso bioestratigrafía, puede encontrarse dentro de estos estudios con resultados que pueden variar dependiendo de cada autor. A modo general, estas son algunas de las clasificaciones encontradas que destacan dentro de sus estudios:

Tabla 2: Composición, características generales y contenido fósil de las secciones petrográficas estudiadas por MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002).

| Tipo de sedimento | Características generales | Contenido fósil |
|---|---|---|
| Limolitas arcillosas y arenosas | Compuestas principalmente por cuarzo ígneo y fragmentos de limolitas, rocas ígneas volcánicas y plutónicas, rocas metamórficas y chert. (CAMPOS & GUZMÁN, 2002) | No se menciona. |
| Areniscas de grano fino a grueso | Areniscas líticas, sublitarenitas, wackas líticas y areniscas micríticas (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). Las areniscas de tipo lítico, presentan primordialmente fragmentos chert, rocas ígneas y rocas sedimentarias (CONTRERAS, 2002). | Se encuentran fósiles que van desde foraminíferos planctónicos y bentónicos, hasta foraminíferos grandes (<i>Lepidocyclina</i>), briozoarios y nummulites (CAMPOS & GUZMÁN, 2002). |
| Conglomerados | Clastos de gránulos a guijarros, compuestos de fragmentos de rocas ígneas volcánicas y plutónicas, fragmentos de arcilitas, fragmentos de limolitas, fragmentos de areniscas y escasamente fragmentos de rocas carbonáticas. La matriz va desde limos medios a arenas muy gruesas y se compone en | En una de las muestras estudiadas por (CAMPOS & GUZMÁN, 2002) es posible encontrar fragmentos fósiles donde se identifican foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos grandes (<i>Lepidocyclina</i> y <i>Operculinoidea</i>) y algas |

| | | |
|---|---|---|
| | proporciones casi iguales de cuarzo ígneo y metamórfico. (CAMPOS & GUZMÁN, 2002) | rojas (<i>Archeolithothamnium</i>). |
| Carbonatos Mudstone Wackestone y Packstone | <p>Promedios de 60% ortoquímicos, 30% aloquímicos y 5% siliciclásticos.</p> <p>- <u>Ortoquímicos</u>: principalmente micrita y escasamente micro y pseudoespato.</p> <p>- <u>Siliciclásticos</u>: cuarzo, feldespato y fragmentos de roca. (CAMPOS & GUZMÁN, 2002)</p> | <p>Principalmente foraminíferos planctónicos y bentónicos y foraminíferos sin identificar afectados por micritización, recristalización y reemplazo. En menor proporción intraclastos, extraclastos, algas rojas, briozoarios, fragmentos o espinas de equinodermos y moluscos. (CAMPOS & GUZMÁN, 2002)</p> |
| Carbonatos Packstone-Rudstone | <p>Promedios de 20% ortoquímicos, 80% aloquímicos y trazas de siliciclásticos.</p> <p>- <u>Ortoquímicos</u>: micrita y escasamente micro y pseudoespato y espato.</p> <p>- <u>Siliciclásticos</u>: cuarzo, feldespato y fragmentos de roca.</p> <p>Representan un equivalente carbonático de las turbiditas siliciclásticas, evidenciado por la estructuras típicas de la secuencia Bouma; donde parte de su contenido aloquímico (orbitoides y algas rojas) se comportan como partículas clásticas. (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002)</p> | <p>Principalmente algas rojas foraminíferos bentónicos de gran tamaño (52 – 14 %), foraminíferos planctónicos, foraminíferos sin identificar e intraclastos.</p> <p>Menos del 1% en extraclastos, fragmentos o espinas de equinodermos, fragmentos de moluscos y corales.</p> |

Los autores CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), analizan la evolución de los depósitos siliciclásticos y carbonáticos, definiendo una etapa de diagénesis tardía y epidiagénesis (CONTRERAS, 2002), para ambos tipos sedimentos.

Tabla 3: Evidencias de diagénesis tardía, en las secciones petrográficas estudiadas por CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002).

| Tipo de sedimento | Evidencias de diagénesis tardía |
|-------------------------------|---|
| <p>Siliciclásticos</p> | <p>(CAMPOS & GUZMÁN, 2002):</p> <ul style="list-style-type: none"> - El paso de illita a esmectita, - La alteración de muscovita y clorita a minerales de arcilla tipo clorita. - Presencia de dolomita generada por la disolución de silicatos ricos en magnesio durante la transformación de illita a esmectita. - Porosidad por disolución parcial de los cementos de calcita y/o minerales de arcilla. <p>(CONTRERAS, 2002): <u>Epidiagénesis:</u> Oxidación de minerales de arcilla Meteorización de fragmentos y minerales con mayor grado de alteración (es decir, fragmentos líticos).</p> |
| <p>Carbonáticos</p> | <p>(CAMPOS & GUZMÁN, 2002):</p> <ul style="list-style-type: none"> - Presencia de estilolitas rellenas de dolomita, calcita y residuos insolubles las cuales se caracterizan por ser de poca amplitud interceptando a lo largo de un mismo plano de microfractura tanto a fragmentos fósiles como a la matriz y el cemento. - Presencia de contactos entre granos rectos y cóncavos-convexos. <p>(CONTRERAS, 2002): <u>Epidiagénesis:</u> El progresivo soterramiento es interrumpido por procesos de tectonismo que generan el levantamiento y exposición de la secuencia, durante la cual se produce la precipitación de óxido de hierro y oxidación.</p> |

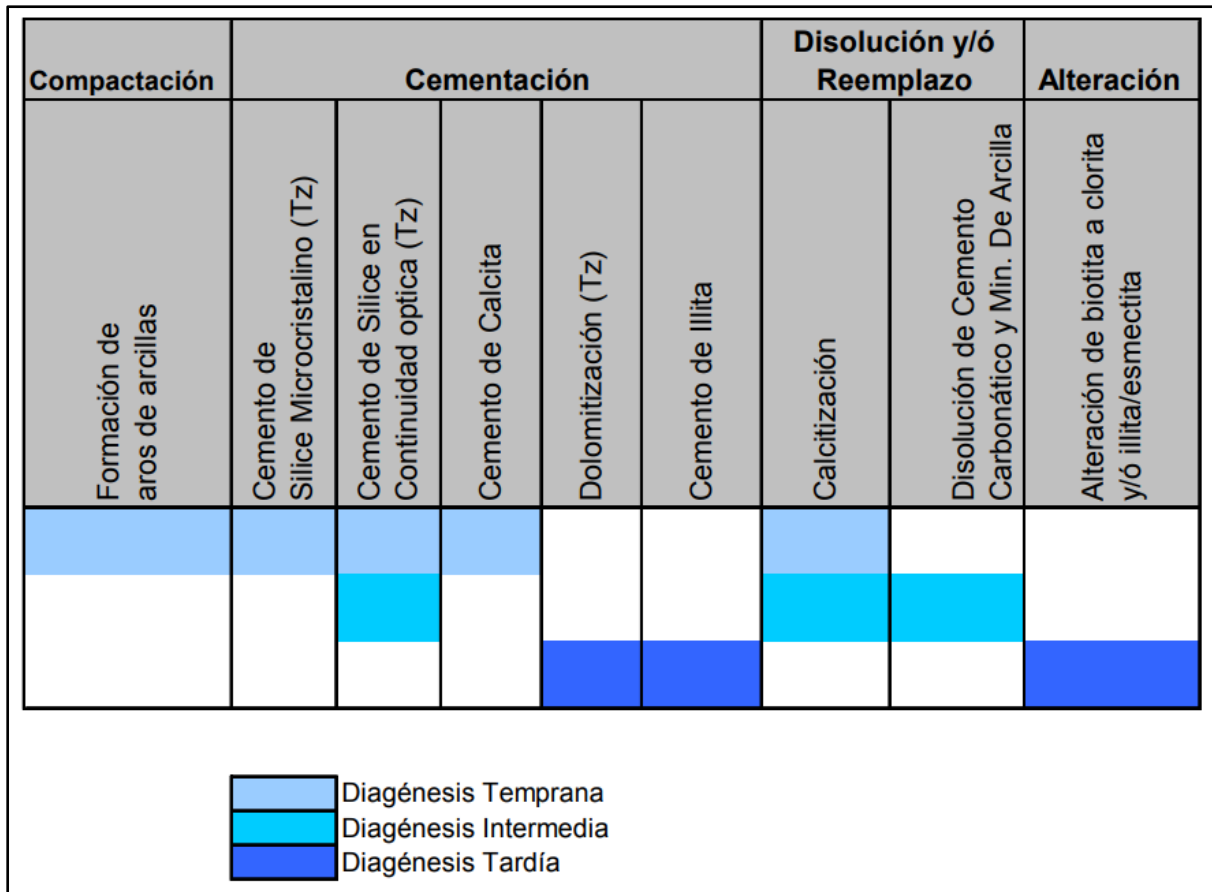


Fig. 46: Principales efectos diagenéticos en sedimentos siliciclásticos. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

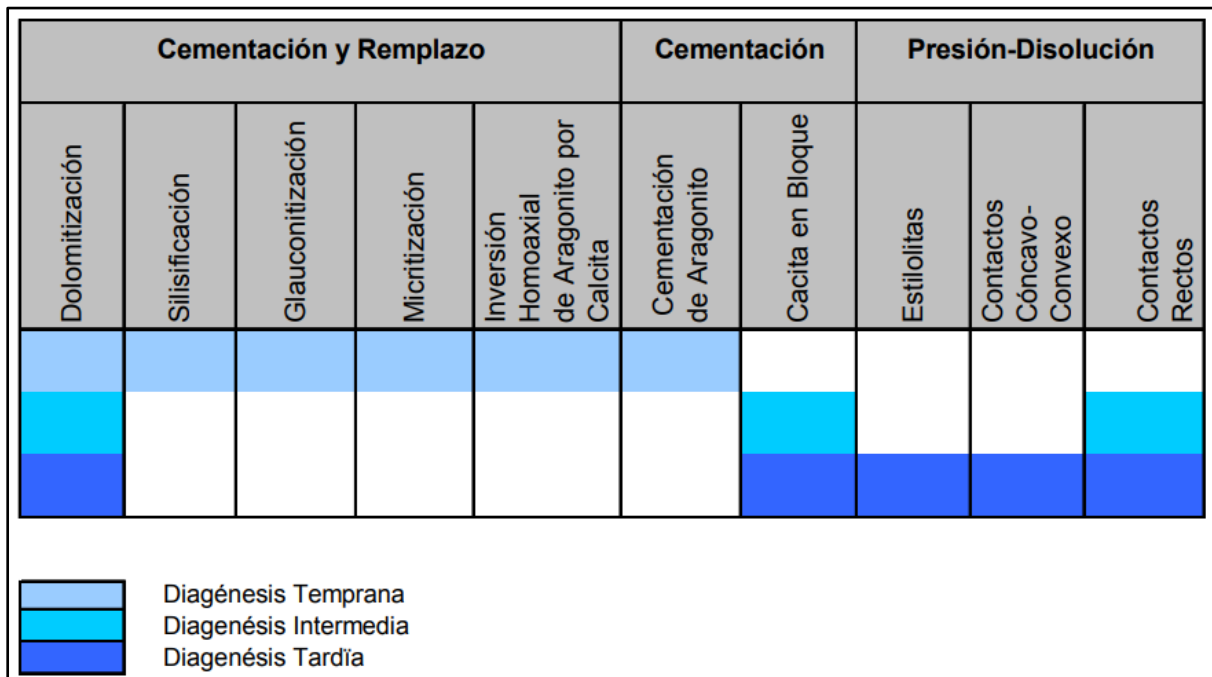


Fig. 47: Principales efectos diagenéticos en sedimentos carbonáticos. Tomado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

5.2. EDAD DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DEL *FLYSCH*

A través de la recopilación bibliográfica, se identificaron varios autores (F. DE RIVERO, 1956; JAM & MÉNDEZ, 1962; BERMÚDEZ & GÁMEZ, 1966; GONZÁLEZ DE JUANA, 1968; MUÑOZ, 1973; MORENO & CASAS, 1986; CASAS *et al.*, 1995; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002) quienes realizaron estudios bioestratigráficos acerca de la edad de los depósitos sedimentarios del *Flysch* de la isla de Margarita (Formación Pampatar y Grupo Punta Carnero). Entre ellos pudo notarse que existe una discrepancia entre las edades, indicando en algunos casos Eoceno Medio y en otros Eoceno Medio tardío. Tomando esto en cuenta, a continuación, se expresan los descrito sobre edades y zonación bioestratigráfica de CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), los cuales son los estudios más actualizados en la zona de estudio.

Tabla 4: Análisis bioestratigráficos y edades para los depósitos del *Flysch*, indicadas por CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002).

| Autor | Depósito | Análisis bioestratigráfico | Edad |
|--------------------|------------------------|---|---|
| Formación Pampatar | CAMPOS & GUZMÁN (2002) | 8 muestras de lutitas - Lutitas todas estériles en el estudio micropaleontológico y de nanoplancton calcáreo. - Presencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos. - Foraminíferos de gran tamaño en secciones finas de areniscas, mal preservados y con claras evidencias de retrabajo por corrientes turbidíticas. | Definida como Eoceno Medio a partir de MORENO & CASAS (1986). |
| | CONTRERAS (2002) | 7 muestras de lutitas - En la Formación Pampatar únicamente dos muestras indican edad Eoceno Medio tardío, zonas NP16 - NP 17. | Eoceno Medio - Eoceno medio tardío |

| | | | |
|----------------------------|-----------------------------------|--|------------------------------|
| Grupo Punta Carnero | CAMPOS & GUZMÁN (2002) | <p>(95 muestras de lutitas)</p> <p><u>Las Bermúdez:</u> Muestras estériles</p> <p><u>El Dátil:</u></p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Zona de <i>Globigerinatheka. sp, subconglobata</i> 2. zona de <i>Morozovella lehneri</i> 3. Zona de <i>Orbulinoides beckmanni</i> <p><u>Punta Mosquito:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - Capas de calizas de foraminíferos grandes y algas rojas. - Especímenes de <i>Lepidocyclina pustulosa, Lepidocyclina sp, Discocyclina sp, Asterocyclina sp, Operculinoides sp, Amphistegina sp, Europerptia sp, Eofabiana sp.</i> - Algas rojas tales como <i>Archeolithothamnium sp, Lithothamnium sp,</i> fragmentos de moluscos y algunos foraminíferos planctónicos. | Eoceno Medio superior |
| | CONTRERAS (2002) | <p><u>Zona <i>Globigerinatheka sp. subconglobata</i>:</u> No fue posible determinar la base. El tope está definido por la última aparición de la <i>Hastigerina bolivariana</i>.</p> <p><u>Zona <i>Morozovella lehneri</i>:</u> La base se define por la última aparición de la <i>Hastigerina bolivariana</i> y el tope por la última aparición de la <i>Clavigerinella colombiana</i>.</p> <p><u>Zona <i>Orbulinoides beckmanni</i>:</u> definida por la primera y última aparición del <i>Orbulinoides beckmanni</i>.</p> <p>Se determinó la zona NP16 (<i>Discoaster tani nodifer</i>) del Eoceno Medio, el rango de edad se extiende hasta la zona NP19 (<i>Isthmolithus recurvus</i>) del Eoceno Tardío.</p> | Eoceno Medio - Eoceno tardío |

Con base en estas comparaciones, tomando en cuenta también los estudios de MORENO & CASAS, (1986) y CASAS *et al.* (1995) sobre la Formación Pampatar; para este trabajo se define la Formación Pampatar de edad Eoceno Medio y el Grupo Punta Carnero de edad Eoceno Medio-Eoceno Superior.

5.3. FUENTE DE SEDIMENTOS DE LOS DEPÓSITOS DEL FLYSCH

CONTRERAS (2002), explica que las características sedimentológicas de las rocas eocenas de la isla de Margarita y en general de la región caribeña, están controladas por las fuentes de aporte de material sedimentario en conjunto con los procesos de sedimentación en el interior de la cuenca y la evolución tectónica regional.

Para determinar las fuentes de sedimentos este autor utilizó los diagramas de DICKINSON & SUCZEK (1979), a través de estimaciones visuales de sus análisis petrográficos. Estos diagramas se basan en tres campos principales: bloques continentales, arcos magmáticos y orógenos reciclados, los cuales están en función de la proporción de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca, que permiten ubicar el tipo de provincia tectónica como roca fuente en base a las diferencias composicionales de los sedimentos estudiados a través de la petrografía.

Los diagramas constan con tres vértices cada uno:

- **Diagrama Q-F-L:** Q: todos los tipos de cuarzo incluyendo el chert; F: feldespatos; L: fragmentos líticos.
- **Diagrama Qm-F-Lt:** Qm: cuarzo monocristalino únicamente; F: feldespatos; Lt: fragmentos líticos incluyendo el chert y cuarzo policristalino.

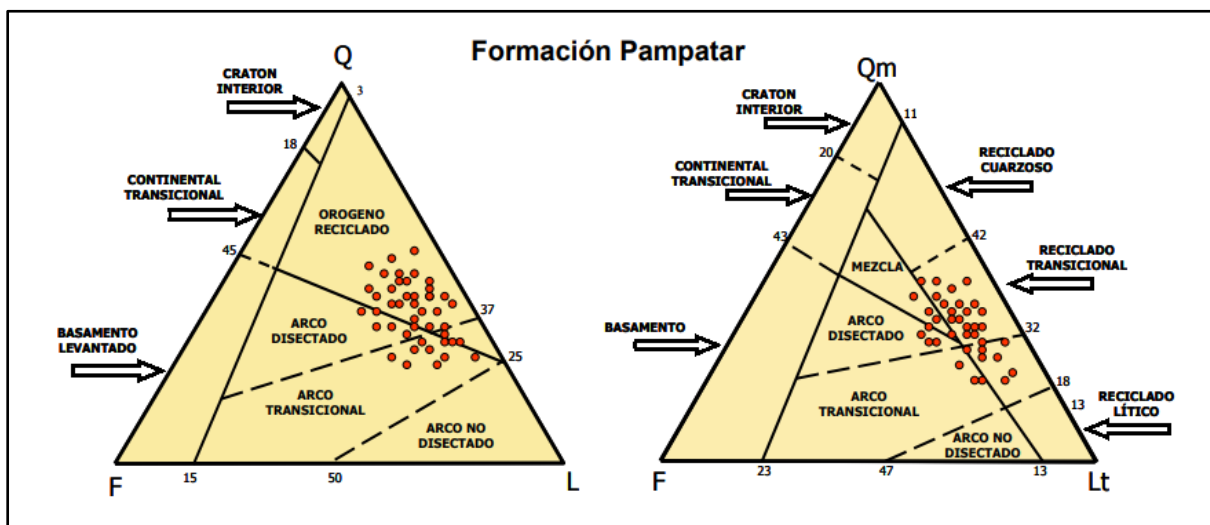


Fig. 48: Triángulos Q-F-L y Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979), utilizados para definir la fuente de sedimentos de la Formación Pampatar. Tomado de CONTRERAS (2002).

Para la Formación Pampatar, CONTRERAS (2002), sugiere una fuente de sedimentos asociada a un complejo de subducción con desarrollo de una cuenca retroarco y prisma de acreción, constituido por una mezcla de rocas sedimentarias, metasedimentarias y materiales oceánicos, siendo una fuente intermitente y menos importante, el arco magmático de las Antillas Menores que provee fragmentos volcánicos y en menor proporción plutónicos.

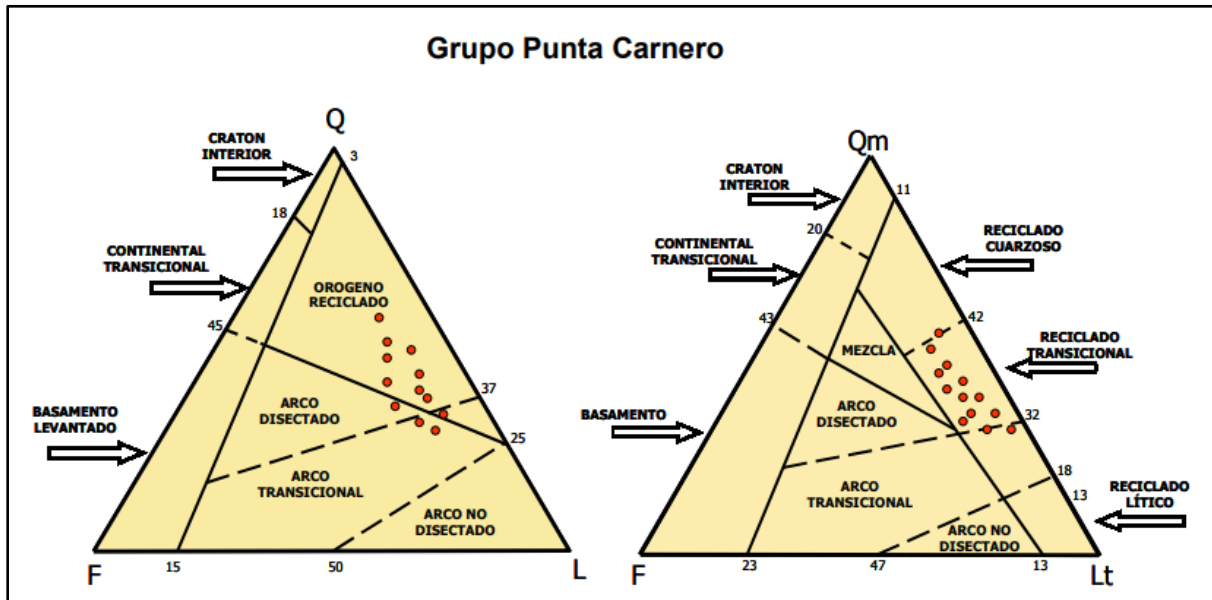


Fig. 49: Triángulos Q-F-L y Qm-F-Lt de DICKINSON & SUCZEK (1979), utilizados para definir la fuente de sedimentos del Grupo Punta Carnero. Tomado de CONTRERAS (2002).

En el Grupo Punta Carnero, al igual que en la Formación Pampatar los reciclados orogénicos están representados por secuencias pre-eocenas tectonizadas durante la evolución de la placa del Caribe, constituidas principalmente por rocas sedimentarias, deformadas y mezcladas con secuencias oceánicas, alóctonas y parautóctonas, que fueron expuestas, para así representar una fuente de aporte para las cuencas retroarco en la placa Caribe, con influencia del arco magmático de las Antillas Menores. (CONTRERAS, 2002).

Debe mencionarse que los sedimentos carbonáticos encontrados, además de provenir algunos del fondo del mar, también son aportados por la plataforma continental de la Isla de Margarita e islas circundantes emergentes o casi emergentes para ese momento, así como también un posible aporte de una plataforma carbonática erosionada que bordeaba las napas de Villa de Cura (PINDELL *et al.*, 1998).

5.4. FACIES SEDIMENTARIAS Y ASOCIACIONES DE FACIES ENCONTRADAS

Además de columnas estratigráficas, se encuentran descripciones a nivel litológico e incluso definiciones de facies realizadas por los autores específicamente para cada uno de sus estudios.

MUÑOZ (1973), describe a la Formación Punta Carnero, indicando a la actual Formación Las Bermúdez como un “miembro”, así como la Formación Pampatar. En su trabajo define el carácter *Flysch* y *Wildflysch* de la secuencia, explicando su contenido litológico, morfológico y la presencia de estructuras sedimentarias tales como, estructuras de orden interno, estructuras externas de las capas y estructuras deformacionales. Con esta información hace referencia a la identificación de las secuencias Bouma presentes en sus secciones estratigráficas.

CAMPOS & GUZMÁN (2002), definen un total de 16 litofacies según las definiciones de LEEDER (1982), READING & LEVEL (1996) y NICHOLS (1999) donde describen a detalle las características de los depósitos siliciclásticos y carbonáticos encontrados en sus columnas estratigráficas. A partir de estos, desarrollan 11 asociaciones de facies que explican más a profundidad las relaciones existentes entre estas litofacies y sus procesos generadores.

Tabla 5: Nomenclatura y descripción de facies de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

| "Litofacies" de CAMPOS & GUZMÁN (2002) | |
|---|--|
| Litofacies | Descripción litológica |
| G1 | Conglomerados de guijarros a peñas |
| G2 | Conglomerados de gránulos |
| S1 | Areniscas de grano grueso |
| S2 | Areniscas de grano medio |
| S3 | Areniscas de grano fino a muy fino |
| S4 | Areniscas micríticas |
| SL | Limolitas |
| SH1 | Arcilitas limosas a arenosas |
| SH2 | Arcilitas |
| L1 | <i>Mudstone</i> de foraminíferos planctónicos |
| L2 | <i>Wackestone</i> de Foraminíferos Planctónicos |
| L3 | |

| | |
|----|--|
| | <i>Packstone</i> de Foraminíferos Planctónicos |
| L4 | <i>Packstone</i> de Algas Rojas y Foraminíferos grandes |
| L5 | <i>Rudstone</i> de Algas Rojas y Foraminíferos grandes |
| L6 | <i>Wackestone</i> de corales |
| Ft | Ftanitas y tobas |

Tabla 6: Asociaciones de facies con sus respectivas litofacies involucradas (CAMPOS & GUZMÁN, 2002).

| Asociaciones de facies de CAMPOS & GUZMÁN (2002) | | Litofacies de CAMPOS & GUZMÁN (2002) |
|--|--|---|
| AF1 | Conglomerados granodecrecientes | G1, S1, S2, S3 |
| AF2 | Areniscas granodecrecientes | S1, S2, S3, SL, SH1 |
| AF3 | Mezcla caótica de materiales (Secuencia <i>Wildflysch</i>) | G1, G2, S1, S2, S3, L1, L2, L3, SL, SH1 |
| AF4 | Depósitos de suspensión hemipelágica | S4, SH2 |
| AF5 | Intercalaciones de depósitos de suspensión hemipelágicas con capas de turbiditas finas | SH2, SL, S4 |
| AF6 | Intercalaciones de arcilitas con calizas tipo "mudstone", "wackestone" y "packstone" | SH1, L3 |
| AF7 | Intercalación de arcilitas y limolitas con calizas turbidíticas | SH1, SL, L2, L3, L4, L5 |
| AF8 | Areniscas Granocrecientes | S1, S2, S3, SH1 |
| AF9 | Areniscas estratificadas | S1, S2, S3 |
| AF10 | Areniscas masivas | S2, S3, SL, SH1 |
| AF11 | Intercalación rítmica de areniscas-limolitas-arcilitas | S3, SL, SH1 |

Por su parte, CONTRERAS (2002), define facies a partir de los modelos depositacionales de BOUMA (1962) y MUTTI & LUCCHI (1978), otorgando a los depósitos dentro del *Flysch* una clasificación de facies de la A a la G, de la misma forma como lo aplican MUTTI & LUCCHI (1978).

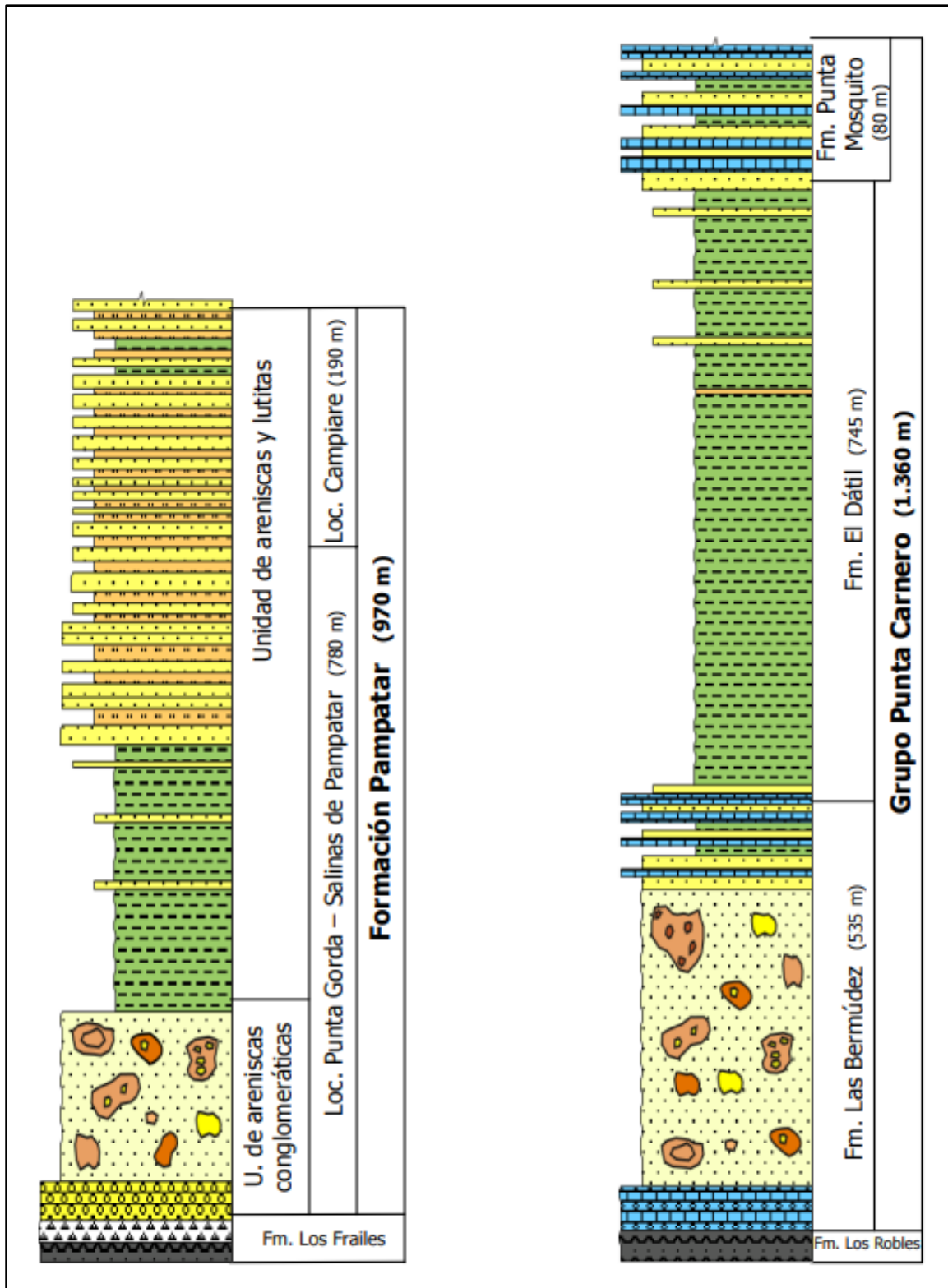


Fig. 50: Columnas estratigráficas esquematizadas de las localidades tipo de la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero. Tomado de CONTRERAS (2002).

| Facies | Características Generales | Ambiente | |
|-------------------------------|---|--|----------------|
| G A E F (B, C, D) | Lutitas con estratificación paralela o masivas, con superficies discontinuas cortadas por "slumps" o truncamientos; pueden presentar canales con cuerpos de areniscas A, horizontes caóticos F, areniscas y limolitas delgadas D y E y muy raramente turbiditas gradadas C. | TALUD | |
| A,B G E, D (C, F) | Areniscas y conglomerados A y B limitados por el relleno de largos valles incisos submarinos en lutitas G, con delgados canales y acumulaciones turbidíticas E, D. | ABANICO O CUENCA PROXIMAL | Interno |
| A, B D (C, E, F) | Conglomerados relleno largo valles submarinos A y B cortando facies turbidíticas D. Megasecuencia positiva granodecreciente y/o adelgazamiento hacia el tope formando ciclos. | | Medio |
| C (D, E, F) | Areniscas y lutitas C en cuerpos lenticulares, algunas con contactos erosivos encerrando sedimentos arenosolúuticos de las facies D. Megasecuencia negativa granodecreciente y/o engrosamiento hacia el tope formando ciclos. | | Externo |
| D G (C) (F) | Alternancia de lutitas y areniscas de las facies D con turbiditas hemipelágicas G, intercalaciones esporádicas de areniscas y lutitas de gran espesor de la facies C. En algunos casos se presentan únicamente sedimentos hemipelágicos de la facies G. | PLANO SUBMARINO O CUENCA DISTAL | |

Fig. 51: Asociaciones de facies de MUTTI & LUCCHI (1978), en CONTRERAS (2002).

5.5. COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Entre los autores MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002) se encontraron un total de 17 columnas estratigráficas, entre compuestas y detalladas, Esto aporta importante información sobre litología, estructuras sedimentarias, contenido fósil y secuencias BOUMA. Los puntos de levantamiento de las columnas estratigráficas y toma de muestras se realizaron al oeste de la zona de estudio, en las localidades Las Bermúdez-El Manglillo, La Isleta, Punta El Jarro, Punta Corral y Punta Mosquito; y al este de la zona, en Pampatar, específicamente en las localidades de Punta Gorda, Punta Moreno, Punta Ballena, Morro el Vigía, Cerro Boquerón, Campiare y Los Cerritos. Además, de columnas, se encuentran estudios petrográficos tanto de CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002).



Fig. 52: Leyenda para las litologías, empleadas a lo largo de todas las secciones sedimentarias esquemáticas.

Legenda de estructuras sedimentarias:



























| | | | |
|---|-----------------------------------|---|-------------------------------|
|  | Estratificación paralela |  | Turboglifo afectado por carga |
|  | Estratificación cruzada |  | Concreciones ferruginosas |
|  | Gradación normal |  | Concreciones de "calcilutita" |
|  | Gradación inversa |  | Concreciones y nódulos |
|  | Rizaduras |  | Láminas de arena |
|  | Huellas de carga |  | Cristales de yeso |
|  | Lentes de arenisca |  | Estilolitas |
|  | Lentes de limolita |  | Restos de plantas |
|  | Estratificación convoluta |  | Horadación |
|  | Pliegue "slump" |  | Estriaciones no definidas |
|  | Clastos "rip up" |  | Paleodictyon |
|  | Estructuras de almohadilla y bola |  | Spirorhaphe |
|  | Turboglifo |  | Thalassinoides |

Fig. 53: Legenda para las estructuras sedimentarias, empleadas a lo largo de todas las secciones sedimentarias esquemáticas.

Lectura de flechas y BOUMA:







-  Estructura(s) aflora(n) a lo largo de toda la extensión de las flechas
-  Estructura(s) aumenta(n) en la dirección de la flecha
-  Estructuras aparecen juntas a lo largo de toda la extensión de las flechas
-  Estructura aflora ocasionalmente a lo largo de la extensión de las flechas, pero sus ubicaciones no se conocen con exactitud
- Tac**
|
Tb Las secuencias vienen de forma continua o existe un patrón entre ellas
-  Secuencias se presentan a lo largo de toda la extensión de las flechas
-  Las secuencias aumentan hacia la dirección de la flecha
- Ta-d** El guión indica que se engloban las secuencias Tab, Tabc y Tabcd.
- Bc** Corrientes de fondo (*Bottom currents*; MUÑOZ, 1973)

Fig. 54: Leyenda para la lectura de flechas y la secuencia BOUMA, empleadas a lo largo de todas las secciones sedimentarias esquemáticas.

5.5.1. Columnas estratigráficas de la Formación Pampatar

5.5.1.1. Columnas estratigráficas de la Sección Punta Gorda

MUÑOZ (1973), describe la base de esta secuencia comenzando con un olistolito de ftanita finamente estratificadas y laminadas, de unos 15 metros de espesor, interestratificadas con flujos y tobas volcánicas andesíticas (bloque alóctono de la Formación Los Frailes). Suprayacente a este cuerpo, se encuentran 70 metros de conglomerados de guijarros en matriz lutácea con siete ritmos recurrentes, gradados de conglomerados a areniscas. Los primeros compuestos por fragmentos redondeados de rocas volcánicas extrusivas, ftanita y guijarros de cuarzo, que gradan a grauvacas gruesas y finas. Siguen unos 25 metros de grauvacas intercaladas con lutitas, donde son comunes las capas deslizadas intraformacionalmente.

Luego, registra una sección mal expuesta, a través del valle que drena hacia la laguna de Agua de Vaca, que parece componerse de un intervalo interestratificado de grauvacas y lutitas, con estructuras de almohadilla y bola (*ball-and-pillow*) e intercalaciones de conglomerados de guijarros ftaníticos.

Continuando la sección, al otro lado del valle mencionado, en la contracuesta de la fila de Punta Gorda, existe un intervalo de lutitas arenosas marrones, de aproximadamente 100 m de espesor, con bloques exóticos (olistolitos calcáreos) y numerosas intercalaciones finas de limolitas y areniscas grauváquicas; estas lutitas y limolitas poseen fractura astillosa característica y estructuras primarias de deslizamiento.

Este intervalo es transicional hacia una alternancia de 200 metros de areniscas grauvacas y lutitas, con abundantes estructuras primarias de deslizamiento, de tipo *ball-and-pillow* y de desprendimientos en capas de calcarenitas (*pull-apart*). Las capas de turbiditas, con la secuencia tipo BOUMA (1962), son muy comunes.

Finalmente, y luego de unos 200 metros de sección cubiertos por la Salina de Pampatar, la formación termina con unos 200 metros de secuencia monótona de areniscas grauvacas de grano fino a muy fino alternando con lutitas. En esta parte superior, MUÑOZ (1973) estima 15 a 20 capas-turbiditas en 3 metros. También, existen capas enrolladas y bloques exóticos en matriz lutácea.

Aproxima el espesor total a unos 1.000 metros.

PUNTA GORDA

MUÑOZ (1973)
Espesor total = 1000 m

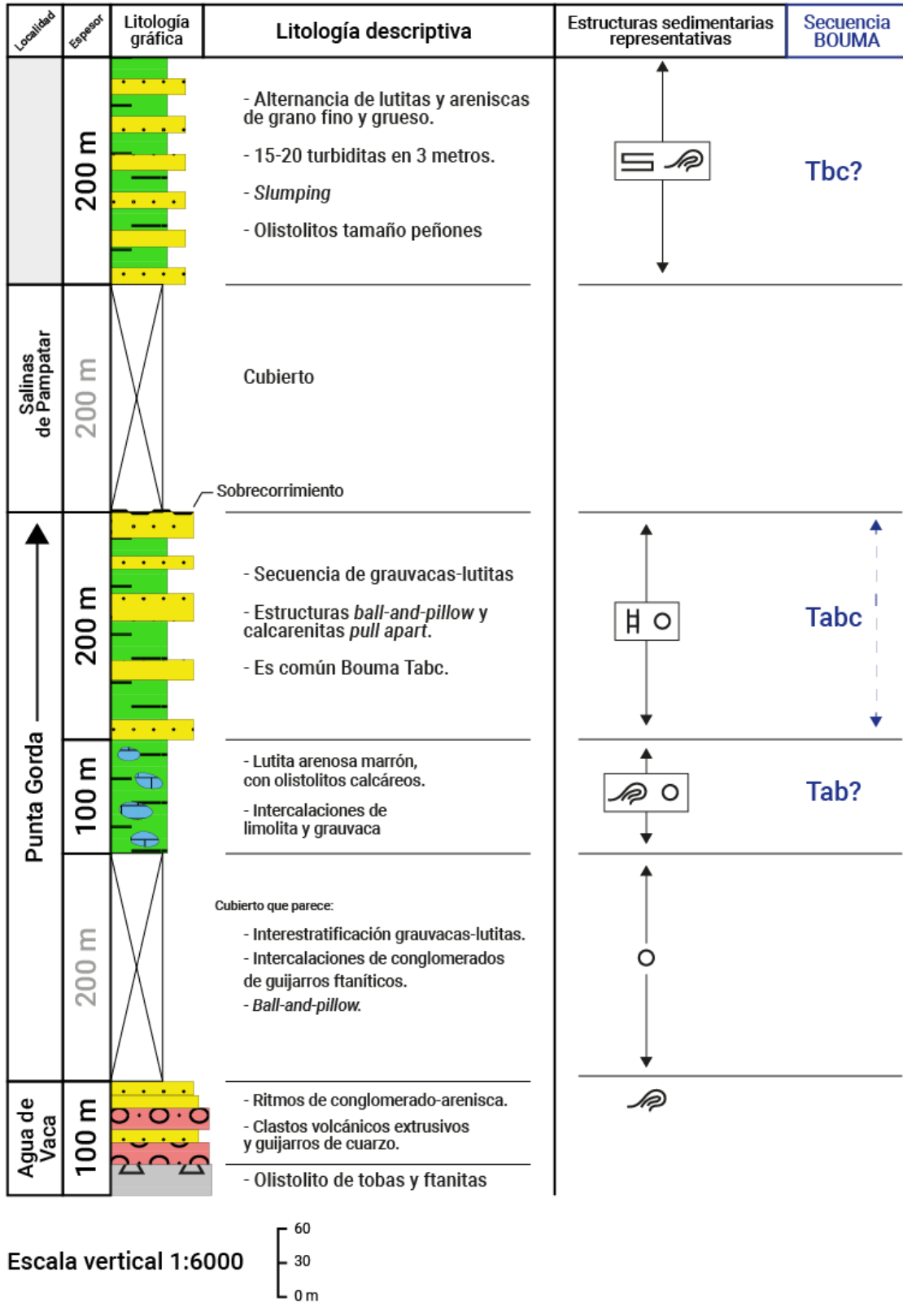


Fig. 55: Sección esquemática de Punta Gorda, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de MUÑOZ (1973).

CAMPOS & GUZMÁN (2002), miden un espesor aproximado de 851 m, desde el límite norte de la Laguna de Gasparico, pasando por Punta Gorda, hasta la parte media de la Salina de Pampatar.

En su parte basal comienza con un cuerpo de 20 m de ftanita interestratificada con tobas, con colores gris oscuro y marrón oscuro, muy plegado y fracturado.

Suprayacen 40 m de conglomerados de gránulos y guijarros, soportados por matriz de tamaño de grano arena muy gruesa a limo fino. Los clastos son subredondeados, compuestos de fragmentos de chert, rocas ígneas volcánicas, rocas metamórficas, rocas sedimentarias y guijarros de cuarzo. En algunos casos, los conglomerados gradan a areniscas gruesas, que en ocasiones muestran estructuras de *ball-and-pillow*, apreciándose varios ciclos rítmicos.

Por encima de los conglomerados, se observan aproximadamente 275 m de espesor, mal expuesto, constituido por cuerpos de conglomerados de gránulos y areniscas de grano grueso, fracturadas y disgregadas, que meteorizan a amarillo y negro. Todos estos cuerpos están envueltos en una matriz arcillosa-arenosa, que en sectores se encuentra cubierta. Los conglomerados y areniscas tienen poca continuidad lateral, están muy meteorizados y también fracturados, debido a esto es difícil identificar estructuras de orden interno.

Suprayacente a esta sección, hay 60 m de arcilitas gris oscuras y fractura astillosa intercalada con algunas limolitas y uno pocos lentes de areniscas calcáreas de grano fino.

Este intervalo pasa transicionalmente a una secuencia de 50 m de espesor, compuesta de areniscas con morfología de canal, intercaladas con grandes espesores de arcilitas y limolitas, que presentan algunos lentes de arenisca. Exhibe estructuras de orden interno como gradación normal, laminación paralela y estratificación cruzada.

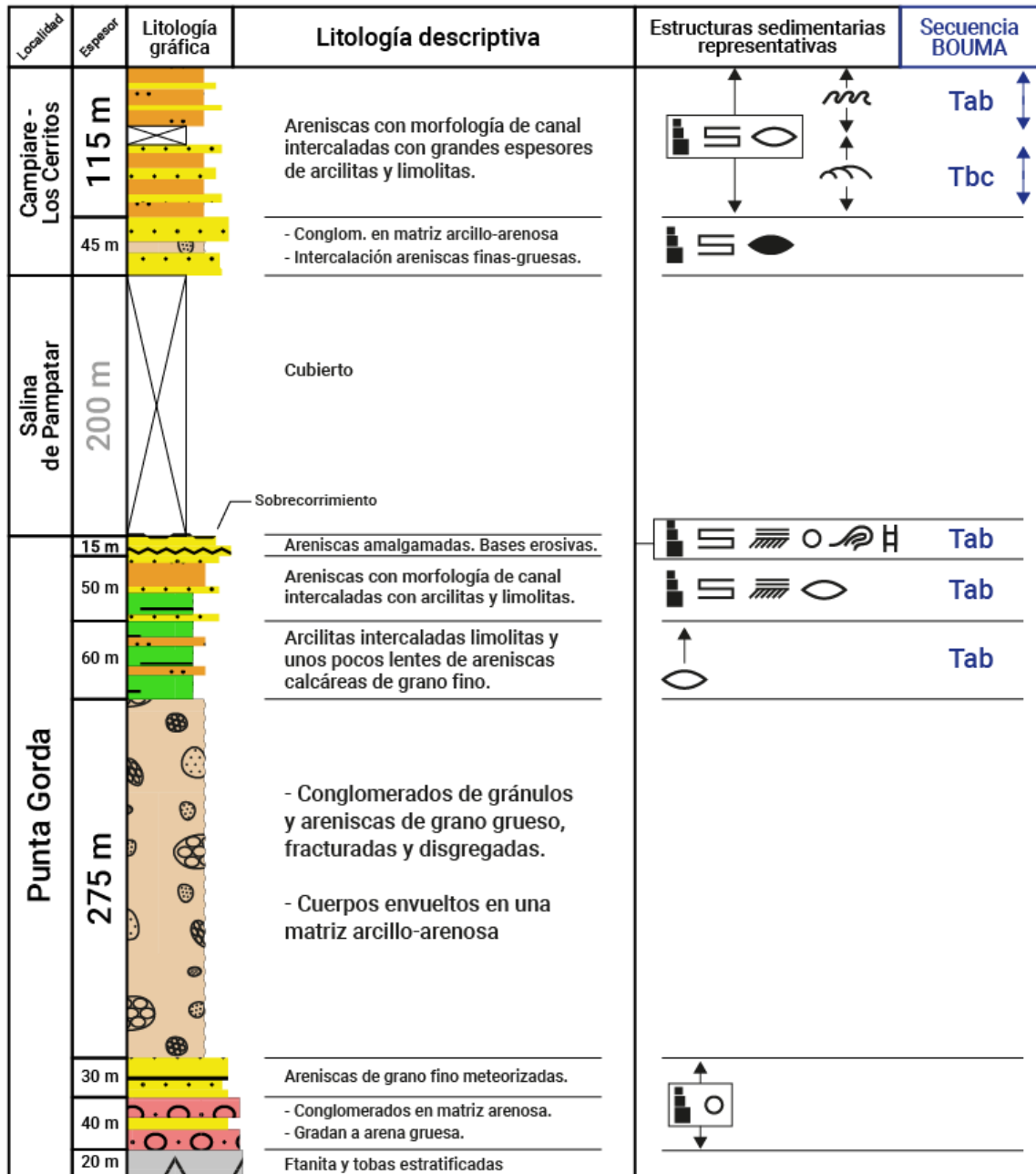
Luego, les siguen unos 15 m de areniscas amalgamadas con morfología de canal de tamaño de grano variable con bases erosivas, observándose gradación normal, laminación paralela, estratificación cruzada, estructuras de *ball-and-pillow*, así como estructuras esferoidales generadas por cementación diferencial. En el tope de la secuencia, existen capas muy deformadas y verticalizadas, que coinciden con lo planteado por MUÑOZ (1973) sobre la existencia de un plano de sobrecorrimiento en esta zona, así como numerosas estructuras primarias de deslizamiento y desprendimientos de capas de calcarenitas (*pull-apart*).

Al tope de la secuencia y posterior a unos 200 metros de espesor cubiertos por la Salina de Pampatar, se encuentran 45 m de intercalación de areniscas de grano medio y grueso, observando en ella un cuerpo de conglomerado de 5 m, con poca continuidad lateral, envuelto en una matriz arcillo-arenosa. Algunas estructuras presentes son gradación normal, laminación paralela y algunos lentes de limolita.

Abruptamente, sigue una intercalación monótona de areniscas de grano fino y medio con limolitas, donde prevalecen las capas turbidíticas con secuencia Bouma Tac y Tbc.

PUNTA GORDA

CAMPOS & GUZMÁN (2002)
Espesor total = 850 m



Escala vertical 1:6000

Fig. 56: Sección esquemática de Punta Gorda, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

CONTRERAS (2002) considera a Punta Gorda como la sección tipo de la Formación Pampatar y divide a la Formación en dos unidades; una basal (Unidad de Areniscas y Conglomerados) y una que va desde la parte media hasta el tope (Unidad de Areniscas y Lutitas).

En su parte basal, describe un espesor de 190 m de ortoconglomerados polimícticos con matriz arenosa y sin estratificación, intercalados con areniscas, mayormente lenticulares que no sobrepasan los 50 cm. Los clastos son principalmente fragmentos metamórficos y la unidad descansa discordantemente sobre ftanitas y areniscas tobáceas, muy deformadas y diaclasadas, de la Formación Los Frailes.

Suprayacente, se encuentra un espesor aproximado de 590 m, en parte cubierto por las Salinas de Pampatar. Aquí, observa 300 m de lutitas con capas lenticulares de arenisca, y luego 70 m de lutitas intercaladas con areniscas masivas de grano grueso, que incrementan progresivamente. Posteriormente, calcula 80 m de cubierto en la zona de las Salinas de Pampatar, siguiéndole 140 m de intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso con limolitas y escasos niveles de ortoconglomerados y lutitas.

Las areniscas son medias a gruesas predominan en la secuencia, siendo de color gris claro, meteorizando a pardo y ocre, con espesores entre 5 y 60 cm. Las limolitas aumentan en proporción con respecto al intervalo basal, mientras que los intervalos conglomeráticos son menos abundantes. Las lutitas son muy friables, de color gris y con espesores entre 1 cm y 1 m.

Las estructuras más comunes en las capas de arenisca son estratificación gradada, laminación y estratificación paralela, rizaduras, huellas de carga, laminación convoluta y laminación cruzada festoneada; características de la secuencia Tab, Tac y Tbd de BOUMA (1962). Menciona horizontes de concreciones en los intervalos lutíticos.

En Campiare, mide una secuencia de 140 m de intercalaciones monótonas de areniscas y limolitas. La parte basal se compone por areniscas y limolitas, de color marrón ocre que meteorizan a rojo ladrillo por oxidación. Las areniscas son de grano fino, con espesores entre 10 y 60 cm, intercaladas con limolitas de espesor menor a 10 cm que aumentan en proporción hacia el tope. Las estructuras sedimentarias registradas en las areniscas son estratificación gradada, laminación y estratificación paralela, y huellas de carga.

PUNTA GORDA

CONTRERAS (2002)
Espesor total = 970 m

| Unidad | Localidad | Espesor | Litología gráfica | Litología descriptiva | Estructuras sedimentarias representativas | Secuencia BOUMA |
|-------------------------------|---|---------------------|-------------------|---|---|---------------------------------|
| Unidad de areniscas y lutitas | Campiare (190 m) | 140 m | | Intercalaciones monótonas de areniscas y limolitas | | Tbd Tbe Tcd Tce Tbd |
| | | 50 m | | Cubierto. | | |
| | Punta Gorda - Salinas de Pampatar (780 m) | 140 m | | - Areniscas de grano fino a grueso, intercaladas con limolitas y algunas lutitas. - Escasos niveles de ortoconglomerados y calizas. | | Tac Tce Tbd Tae Tbd |
| | | 80 m | | Cubierto de las Salinas de Pampatar. | | |
| | | 70 m | | Lutitas intercaladas con areniscas masivas de grano grueso, que aumentan hacia el tope. | | Tac Tab |
| U. areniscas y conglomerados | Punta Gorda - Salinas de Pampatar (780 m) | 300 m | | Lutitas estériles con capas lenticulares de areniscas. | | Tbd |
| | | 190 m | | Para- y ortoconglomerados polymícticos con matriz arenosa y sin estratificación, intercalados con areniscas, mayormente lenticulares que no sobrepasan los 50 cm. Secuencia wildflysch: bloques conglomeráticos y capas lenticulares de areniscas embebidas en una matriz lutítico-arenosa. | | Tab Tac |
| | | F. Los Frailes 20 m | | Ftanitas y areniscas tobáceas, deformadas. | | |

Escala vertical 1:6000

Fig. 57: Sección esquemática de Punta Gorda, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CONTRERAS (2002).

5.5.1.2. Columnas estratigráficas de la sección Punta Moreno

MUÑOZ (1973), determina esta como la sección Sur de Pampatar, que comienza con un conglomerado polimíctico en la costa de Punta Moreno seguido por un intervalo turbidítico, de capas gruesas de grauvacas y calcarenitas de grano grueso, con estructuras de almohadilla y bola (*ball-and-pillow*) y de desprendimiento (*pull-apart*). Son comunes las estructuras de relleno de canales, estratificación cruzada tangencial y capas acuñaadas.

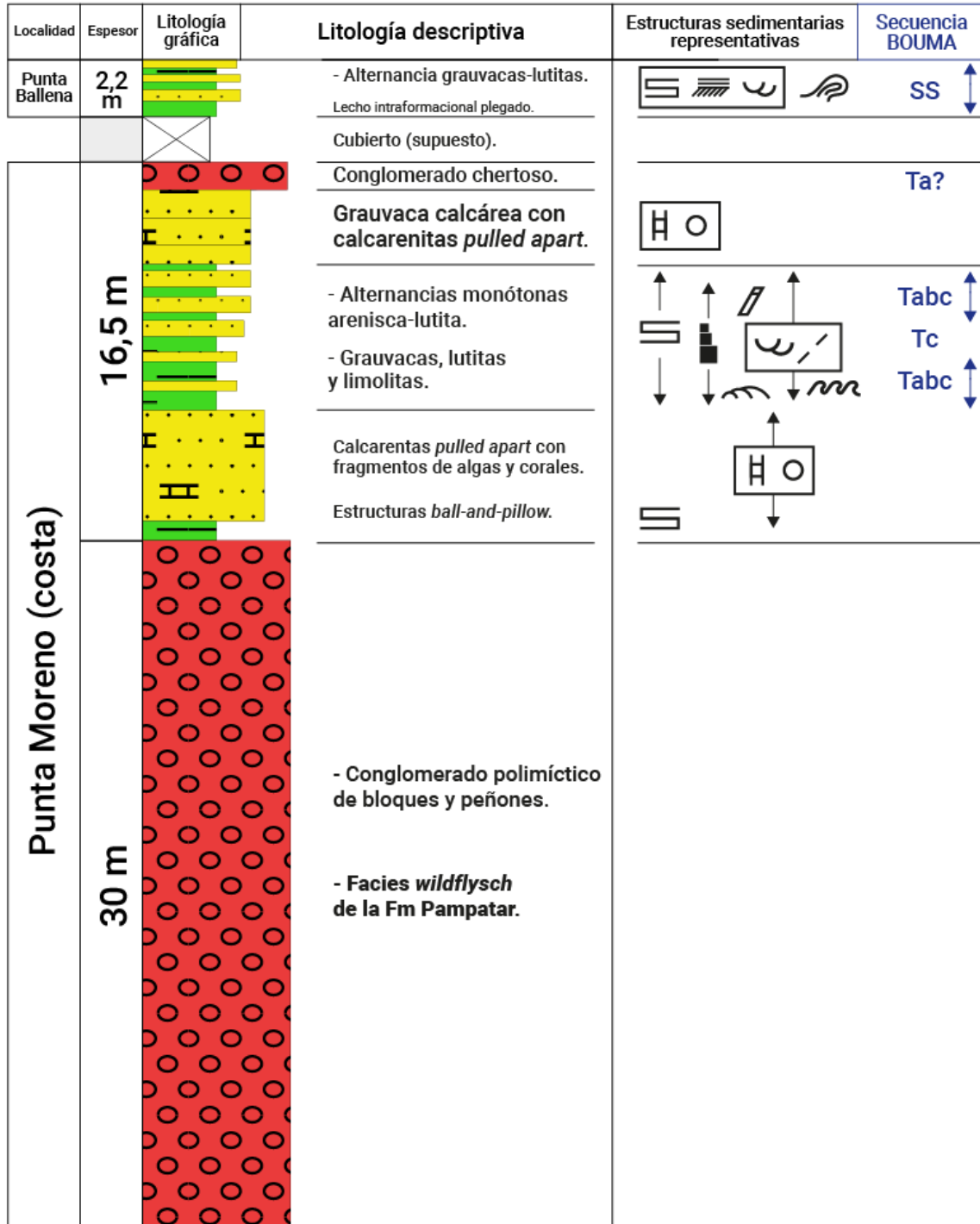
Luego, sigue una zona intermedia bien expuesta en los cortes de la carretera que bordea los cerros de Punta Ballena, con conglomerados relleno canales y un intervalo finamente estratificado de grauvacas, limolitas y lutitas, que no exhibe capas con secuencias de BOUMA (1962). Estas areniscas presentan laminación o estratificación cruzada. Registra bimodalidad en la inclinación de la laminación cruzada y un plegamiento intraformacional en la zona.

De forma gradual, se pasa a una intercalación monótona de grauvacas y lutitas, con estratos turbidíticos. Hacia el tope de la sección, los ritmos se vuelven de menor espesor y la frecuencia de las capas de turbiditas alcanza unas 20 o más en 3 metros. Ocasionalmente, se encuentran estructuras primarias de deslizamiento (*slumpings*).

PUNTA MORENO

MUÑOZ (1973)

Espesor total = 48,65 m



3
1,5
0 m
Escala vertical 1:300

Fig. 58: Sección esquemática de Punta Moreno, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de MUÑOZ (1973).

CAMPOS & GUZMÁN (2002), midieron un total de 930 metros de espesor, entre la localidad de Punta Moreno (parte basal) y las localidades Punta Ballena-Morro el Vigía (parte superior).

La secuencia de Punta Moreno comienza en su parte basal con un conglomerado polimíctico, con clastos redondeados en una matriz de arena gruesa a fina. Los conglomerados pasan transicionalmente a un intervalo turbidítico compuesto por capas tabulares de areniscas de grano grueso y medio, separadas por turbiditas con predominio de Bouma Tab. Registran estructuras de orden interno como gradación normal, laminación paralela y laminación cruzada.

Hacia la parte media, se encuentra un intervalo de aproximadamente 750 m de espesor cubierto y por encima de este, la sección de Punta Ballena-Morro el Vigía, con un espesor aproximado de 185 m.

Esta comienza con un intervalo de areniscas calcáreas, de grano grueso con espesores de centímetros, con cuatro ciclos granocrecientes que aumentan de espesor hacia el tope; estos se componen de areniscas con gradación inversa, de tamaño fino a grueso, intercaladas con arcilitas.

Suprayacente, se encuentran más capas de areniscas de grano fino y grueso, y en ocasiones conglomerática, con morfología de canal presentando en su tope intercalaciones de areniscas y arcilitas o limolitas con fractura astillosa y algunos lentes de areniscas.

Las capas de areniscas en ciertos casos presentan bases erosivas; también estratificación gradada normal, laminación paralela, laminación cruzada planar, laminación cruzada festoneada, estratificación convoluta, estructuras de plato, clastos *rip up* y rizaduras asimétricas. Las asociaciones tipo Bouma más comunes en las intercalaciones que suprayacen las capas de areniscas son Tac y Tbc.

Por último, describen 110 m de intercalación monótona de areniscas y limolitas de color gris claro a oscuro y crema, turbidíticas. Esta secuencia aumenta su espesor en zonas aleatorias de la sección, mostrando estructuras de orden interno como gradación normal, laminación paralela, laminación cruzada planar, laminación cruzada festoneada, laminación flaser, estratificación convoluta, estructuras de plato, rizaduras asimétricas y huellas de carga, así como plegamientos intraformacionales. Las secuencias tipo BOUMA (1962) más comunes son Tac y Tde en la base, Tab en la parte media y Tb en el tope.

Cerro Boquerón y Campiare son equivalentes laterales de la zona superior de la secuencia Punta Ballena-Morro el Vigía.

PUNTA MORENO

CAMPOS & GUZMÁN (2002)

Espesor total = 930 m

Escala 1:8000

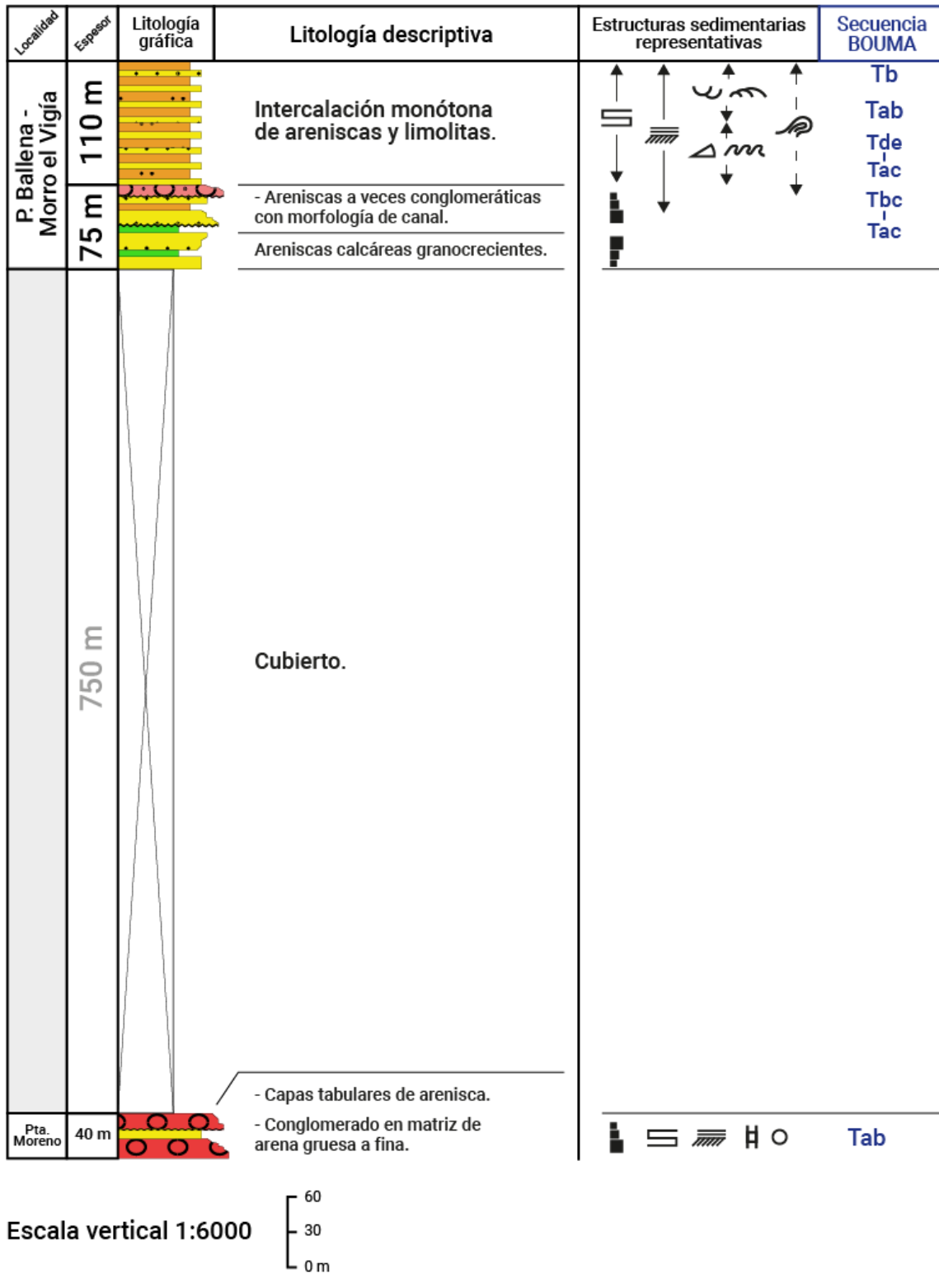


Fig. 59: Sección esquemática de Punta Moreno, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

CONTRERAS (2002), describe en la localidad de Punta Moreno, de forma similar, una unidad de areniscas y ortoconglomerados polimícticos con matriz arenosa mal escogida. Tiene un espesor de 60 m y, al igual que en Punta Gorda, no presenta estratificación. Los conglomerados están constituidos por fragmentos de roca tipo chert, sedimentarias, volcánicas y metamórficas. Interpretada esta unidad como una secuencia *wildflysch* y representa el relleno de cañones submarinos.

Al igual que en Punta Gorda, por encima de los conglomerados se encuentra la Unidad de Areniscas y Lutitas, muy deformada con un espesor aproximado de 100 m. Estas son areniscas de grano medio a grueso, en ocasiones calcáreas y estratificadas, formando secuencias de hasta 3 m de espesor, intercaladas con limolitas friables, con algunos niveles de ortoconglomerados tamaño gránulos, de espesores menores a 40 cm. Algunas capas de areniscas presentan cuerpos ovalados de color gris más oscuro, paralelos a la estratificación. Petrográficamente, los describe como cementación calcítica. En la localidad de Punta Ballena algunas capas tienen estas mismas características.

Las estructuras sedimentarias identificadas, son huellas de carga en la base de las areniscas, estratificación masiva, gradada y cruzada, laminación paralela en limolitas y pequeñas rizaduras. Predominio de las secuencias Tab, Tac y Tbc de BOUMA (1962).

Al sur de las salinas de Pampatar, en la costa de Punta Ballena, la secuencia consta de 103 m de espesor, caracterizada hacia la base por intercalaciones de areniscas de grano fino a medio, con limolitas delgadas friables, algunas arcilitas y niveles conglomeráticos locales. Hacia el tope las areniscas disminuyen en proporción y las limolitas aumentan. Localmente, señala lentes de arcilitas y ortoconglomerados polimícticos con espesores entre 60 cm y 2 m, de granos tamaño gránulos a guijarros, algunos con lentes de arenisca, con cementación calcítica en algunos casos.

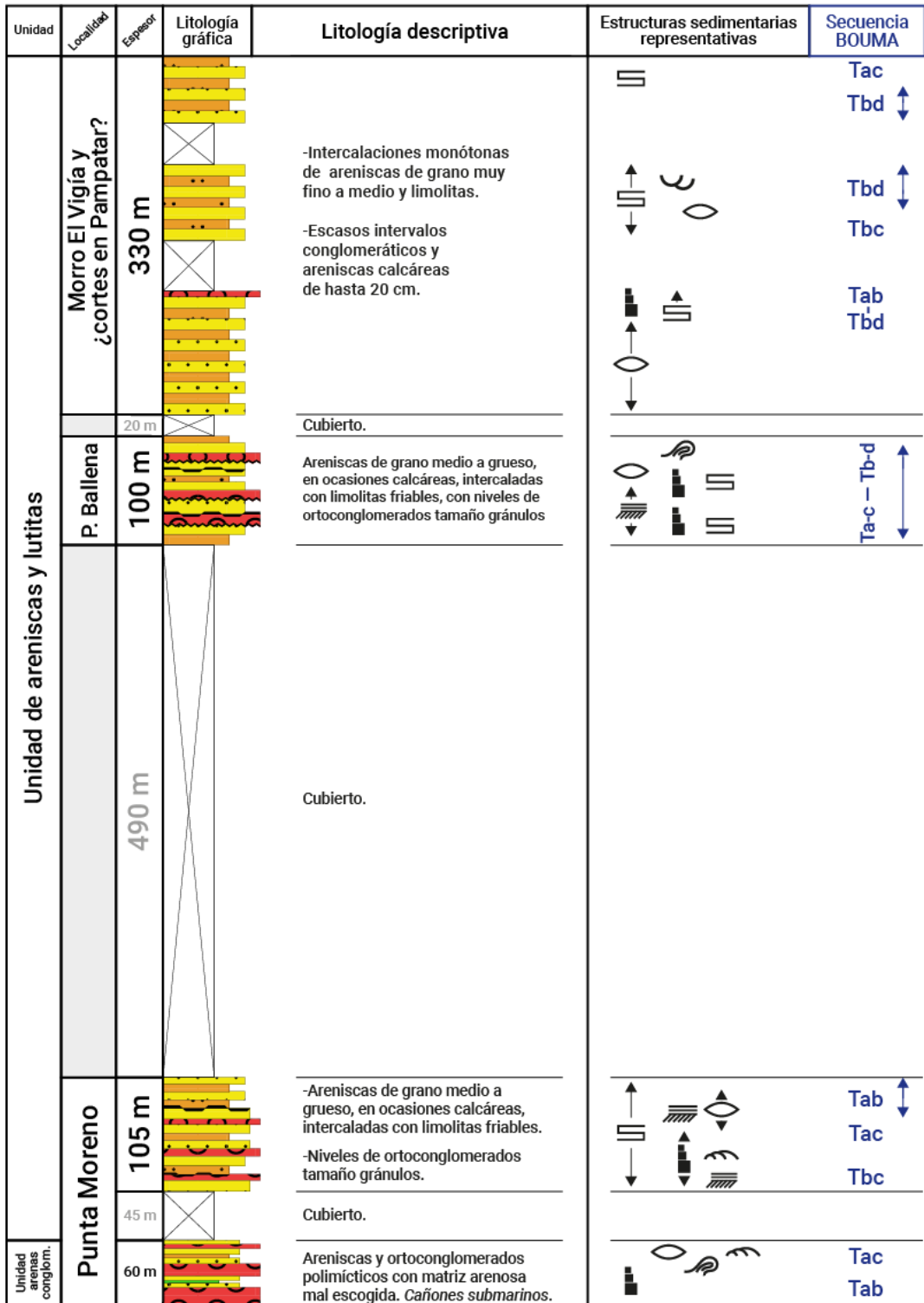
También, reconoce abundantes estructuras sedimentarias deformacionales, como huellas de carga y pliegues *slump*. Otras estructuras son estratificación gradada y masiva, laminación paralela, laminación convoluta, estratificación paralela, laminación cruzada, estratificación cruzada y rizaduras. Secuencias Tac, Tad y Tbd de BOUMA (1962).

Hacia la parte superior, describe intercalaciones monótonas en Morro El Vigía, al norte de Punta Ballena. Estas se componen de areniscas de grano muy fino a medio y limolitas, en proporciones equivalentes, con escasos intervalos conglomeráticos y areniscas calcáreas de hasta 20 cm. Las limolitas son laminadas y presentan lentes de arcilitas. Las limolitas incrementan hacia el tope hasta conformar el 50% de la secuencia. Estas mismas, afloran también en Campiare y pequeños cortes de carretera en Pampatar.

Las estructuras sedimentarias más comunes en las areniscas son huellas de carga, laminación paralela y estratificación paralela. Se observan pliegues *slumps*, flexuras locales y *ball-and-pillow* en la parte media de la sección, caracterizadas por cantos arcillosos de color gris embebidos en capas de areniscas color marrón. Los turboglifos son muy comunes así como las secuencias Tab, Tac y Tbd de BOUMA (1962).

PUNTA MORENO

CONTRERAS (2002)
Espesor total = 1150 m



Escala vertical 1:6000

Fig. 60: Sección esquemática de Punta Moreno, Formación Pampatar; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CONTRERAS (2002).

5.5.2. Columnas estratigráficas de la sección Grupo Punta Carnero

MUÑOZ (1973), menciona la localidad tipo en el área de Las Bermúdez-El Manglillo, al Oeste Aeropuerto Internacional (en ese momento en construcción) al Norte de Punta Carnero, extendiéndose hasta el área de Punta Mosquito, al Sur de la Laguna de Marites. Esta sección muestra a la Formación Punta Carnero caracterizada por una alternancia monótona tipo *flysch* de calizas bioclásticas y lutitas, con algunas intercalaciones de grauvacas calcáreas.

La parte basal de la Formación, en la sección de Las Bermúdez-El Manglillo, está compuesta por el Miembro Las Bermúdez, con un espesor estimado de 450 m, que cuenta con un carácter de *Flysch* salvaje (*Wildflysch*). Este comienza con una secuencia finamente estratificada de areniscas calcáreas, glauconíticas y grauvácicas, con lutitas intercaladas, con calizas arrecifales asociadas. El rasgo más distintivo de toda la sección es el arreglo caótico de diferentes litologías, como conglomerados polimícticos, paraconglomerados de guijarros en lodo (*pebbly mudstones*), brechas de fragmentos de calizas arrecifales y capas de areniscas-grauvacas; todo esto en una matriz general lutácea. Esta disposición caótica da como resultado manchones irregulares de diferentes colores, visibles en el afloramiento. Son comunes los bloques exóticos en lutitas y estructuras de deslizamiento; también fragmentos de calizas arrecifales, coralinas y algáceas, que forman manchones blancos grisáceos. Los conglomerados suelen ser de color pardo y muy heterogéneos; hay fragmentos de cuarzo, rocas volcánicas andesíticas, ftanita, calizas, diorita, otras rocas ígneas y grauvacas, incluso bloques de más 1 metro de diámetro, peñones, guijarros, arena y arcilla. Las areniscas y lutitas son mayormente verde oliva y de tintes marrones.

Su litología pasa transicionalmente a la facies *Flysch* normal y calcarenítica en las contracuestas de buzamiento de la línea de cerros conocidos como "primer nivel de orbitoides", al Sur del Valle de El Dátil. La sección tipo detallada en esta área comienza. biocalcilimolitas finamente laminadas, seguidas de un nivel de biocalcarenitas grises resistentes a la erosión, gradadas y con otras estructuras turbidíticas. Luego, se halla una secuencia, de unos 23 metros de espesor, de lutitas calcáreas, físilas, gris oscuro y finamente laminadas.

Continúa al sur, con 100 metros de sección de calcilutitas limosas amarillentas, moteadas, con nódulos e intercalaciones de biocalcarenitas, que se vuelven más numerosas. Seguidamente, vienen unos 300 metros de alternancia monótona de biocalcarenitas orbitoidales finamente estratificadas, grauvacas de grano fino y lutitas pelágicas; también capas delgadas de biocalcarenitas o biocalcilimolitas, con numerosas globigerinas y radiolarios. En esta sección se encuentran también intervalos espesos de lutitas, cristales secundarios de yeso y concreciones ferruginosas de color rojizo y violáceo.

Luego, vienen unos 200 metros de biocalcilimolitas y biocalcilutitas amarillas con laminación paralela, ricas en foraminíferos planctónicos, interestratificadas con capas gruesas de biocalcarenitas grises orbitoidales y arrecifales.

Finalmente, la parte superior de la sección tipo consta de unos 200 metros de calizas bioclásticas finamente laminadas, de textura variada (biocalcarenitas, biocalcilimolitas y

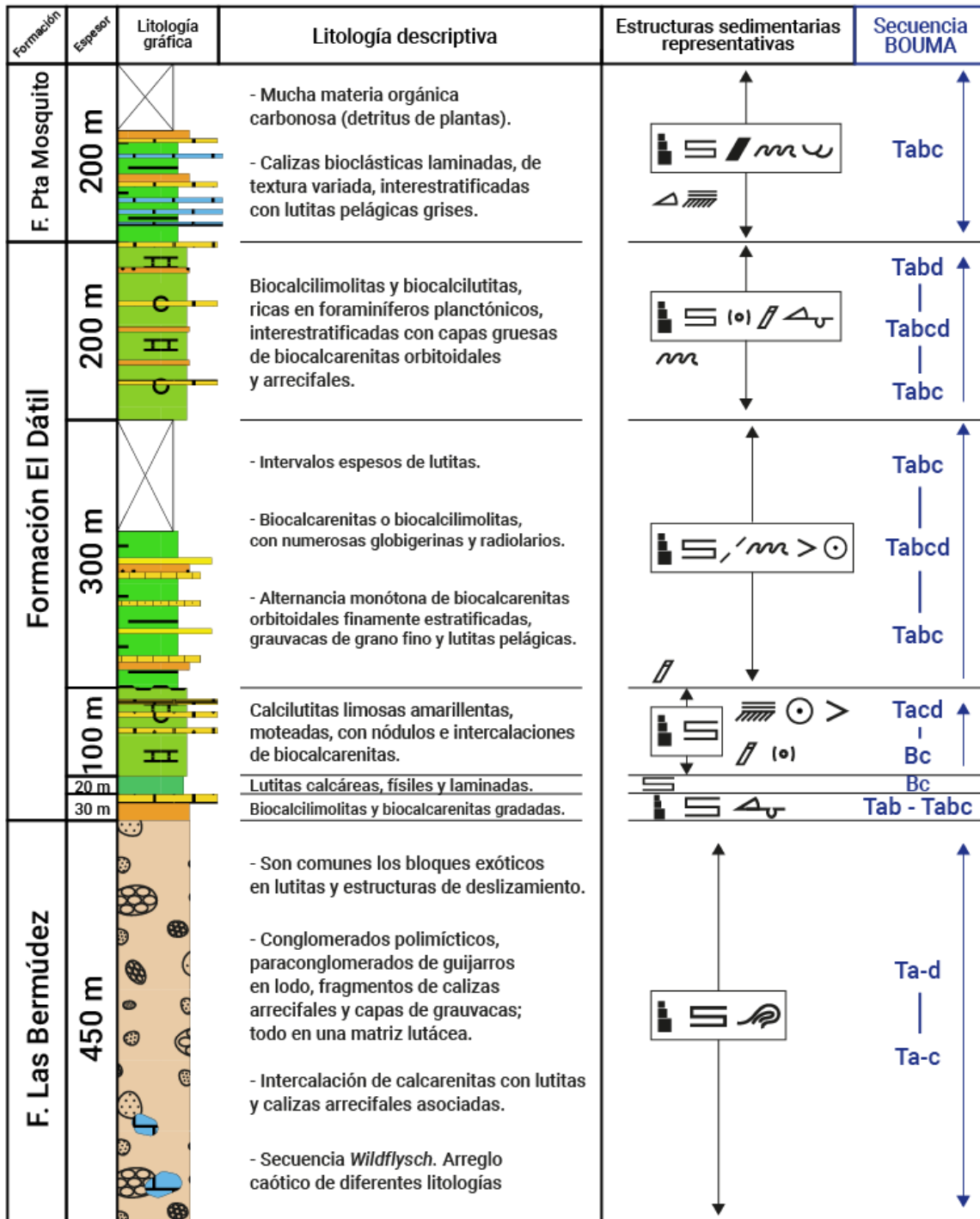
biocalcilitas), interestratificadas con lutitas pelágicas grises. Esta parte superior contiene mucha materia orgánica carbonosa (detritus de plantas).

El espesor de la Formación Punta Carnero medido por este autor en la sección tipo, incluyendo el miembro basal (Formación Las Bermúdez actualmente) en el área de Las Bermúdez-El Manglillo, alcanza un total de 1.250 metros.

Las rocas de la Formación Punta Carnero poseen una fauna muy rica, tanto planctónica como bentónica, la cual ha experimentado mezcla y retrabajo por corrientes de turbidez y corrientes del fondo marino. También, registra numerosas estructuras sedimentarias comúnmente asociadas a secuencias tipo *Flysch*, como huellas basales y deslizamientos intraformacionales, los cuales son más abundantes a lo largo de la costa de Punta Mosquito.

GRUPO PUNTA CARNERO

MUÑOZ (1973)
Espesor total = 1250 m



Escala vertical 1:8000

Fig. 61: Sección esquemática del Grupo Punta Carnero; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de MUÑOZ (1973).

CAMPOS & GUZMÁN (2002), definen esta unidad aflorando en la zona sur de la Isla de Margarita, desde el área de Las Bermúdez-El Manglillo hasta La Isleta (al este). En la zona de Las Bermúdez-El Manglillo, describe: Formación Las Bermúdez (unidad basal), Formación El Dátil (unidad intermedia) y Formación Punta Mosquito (unidad superior), esta última que también aflora en La Isleta, siendo un equivalente lateral de la sección de la Formación Punta Mosquito, que se encuentra en los alrededores del Aeropuerto Internacional Santiago Mariño.

El Grupo empieza con la Formación Las Bermúdez, con un espesor aproximado de 470 m. Esta es una secuencia arcillo-arenosa que contiene cuerpos de areniscas verdes desde finas a gruesas, calizas (similares al cuerpo basal), limolitas, arcilitas y conglomerados de gránulos soportado por granos, a veces con matriz de arena gruesa, compuestos principalmente por fragmentos de rocas ígneas volcánicas, metamórficas, sedimentarias y chert. Todo esto dispuesto caóticamente y sin continuidad lateral. La matriz arcillo-arenosa, en ocasiones presenta material carbonático en ella, dándole un aspecto moteado o de manchones con tonalidades blancas, cremas y grises.

La secuencia basal pasa abruptamente a la Formación el Dátil, que cuenta con un espesor de 645 m. Este intervalo medio principalmente arcilítico, empieza con una caliza de 1,30 m de espesor, que presenta por algas rojas y foraminíferos grandes, con gradación normal. De forma abrupta, continúan intercalaciones de arcilitas con calizas de aproximadamente 35 m de espesor; donde las arcilitas son de color gris claro meteorizando a amarillo moteado y las calizas son tipo "wackestone" de color gris verdoso, con algunos manchones marrones también moteados, con una marcada continuidad lateral y laminación paralela en su tope.

Transicionalmente, sigue una intercalación de calizas con arcilitas, con un espesor de 30 m, siendo similar a la secuencia anterior, pero ahora las calizas son tipo "wackestone" y "packstone", disminuyendo hacia el tope, mientras que las arcilitas aumentan.

Continúa una intercalación de 95 m de espesor de arcilitas con algunas areniscas y limolitas, ambas calcáreas, grises, con huellas fósiles en el tope rellenas con material más grueso que la capa que la contiene. Las arcilitas presentan colores grises, meteorizando a gris claro con tonos morados abigarrados, tienen abundante yeso, vetas de calcita y concreciones ferruginosas de 2 cm en promedio. En las areniscas predomina la laminación paralela, gradación normal y laminación cruzada. Registra secuencias de BOUMA (1962) Tb en la base y escasamente Tac en el tope.

Gradualmente, se pasa a una secuencia de 480 m compuesta por una intercalación de arcilitas y areniscas de grano fino, con la misma descripción anterior, solo que aquí el porcentaje de arenisca disminuye hacia el tope hasta desaparecer, mientras que las arcilitas aumentan. Las areniscas presentan gradación, laminación paralela, cruzada y convoluta. Son comunes BOUMA (1962) Tac y Tbc en la base y Tbc en la parte media y tope

Por último, se encuentra la unidad superior del Grupo Punta Carnero, la Formación Punta Mosquito, caracterizada por una intercalación de arcilitas y calizas.

En su estudio, debieron tomar mediciones de esta formación en 4 secciones diferentes, debido a la cantidad de pliegues y fallas que no permiten estudiar la secuencia de forma continua:

En la zona de Las Bermúdez-El Manglillo miden un espesor de 63 m, que empieza con una intercalación de arcilitas, limolitas y calizas de aproximadamente 33 m de espesor. Las calizas se encuentran muy fracturadas y son tipo “packstone” y “wackestone”, muy escasamente tipo “rudstone”, con gradación normal. Presentan colores crema y gris, y presentan un aspecto moteado debido a acumulaciones de micrita.

Transicionalmente se pasa a una intercalación de limolitas con “packstone” y “rudstone” de foraminíferos grandes y algas rojas con gradación normal a calizas tipo “packstone”, con un espesor de 29,3 m. Se encuentran fracturadas y meteorizadas debido a que esta región está muy tectonizada. Las estructuras de orden interno registradas son laminación paralela y estratificación gradada, siendo las secuencias BOUMA (1962) más comunes Tb y Tab.

La primera sección medida en la zona de La Isleta, cuenta con 29,5 m de espesor, donde predomina la intercalación de areniscas y arcilitas, encontrándose en ella una capa de caliza tipo “rudstone” que gradada a “packstone”. Las areniscas en la base son de grano fino, presentan morfología de canal y base erosiva; las arcilitas son muy delgadas y en algunos casos desaparecen lateralmente, En el resto de la sección las areniscas se hacen menos espesas. Las principales estructuras observadas son laminación paralela, estratificación cruzada, gradación normal y estratificación convoluta, así como estructuras de deslizamiento (*slump*). Las secuencias Bouma más comunes son: Tac, Tbd, Tab y Tcd.

La segunda, en el área de La Isleta (Punta Corral), cuenta con 39 m de espesor, y se compone por areniscas que pasan abruptamente a una intercalación de calizas tipo “wackestone” y arcilitas. La secuencia continúa a una arenisca calcárea y por último un conglomerado con clastos carbonáticos. Es común la laminación paralela y escasamente gradación normal en los pocos cuerpos de rudstone presentes.

La tercera sección, de 42 m de espesor, ubicada en la zona de Punta el Jarro, está constituida por una intercalación de arcilitas con calizas tipo “rudstone” y “packstone” de algas rojas y foraminíferos grandes. Las calizas son de centímetros, con estructuras primarias como gradación normal y laminación paralela, además de pliegues “*slump*”. Predomina la secuencia Bouma Tab.

Los autores destacan que el miembro Punta Mosquito aflorando en la zona de La Isleta, tiene un mayor mayor dominio siliciclástico en comparación con el miembro ubicado directamente en la zona de Punta Mosquito.

GRUPO PUNTA CARNERO

CAMPOS & GUZMÁN (2002)
Espesor total = 1225 m

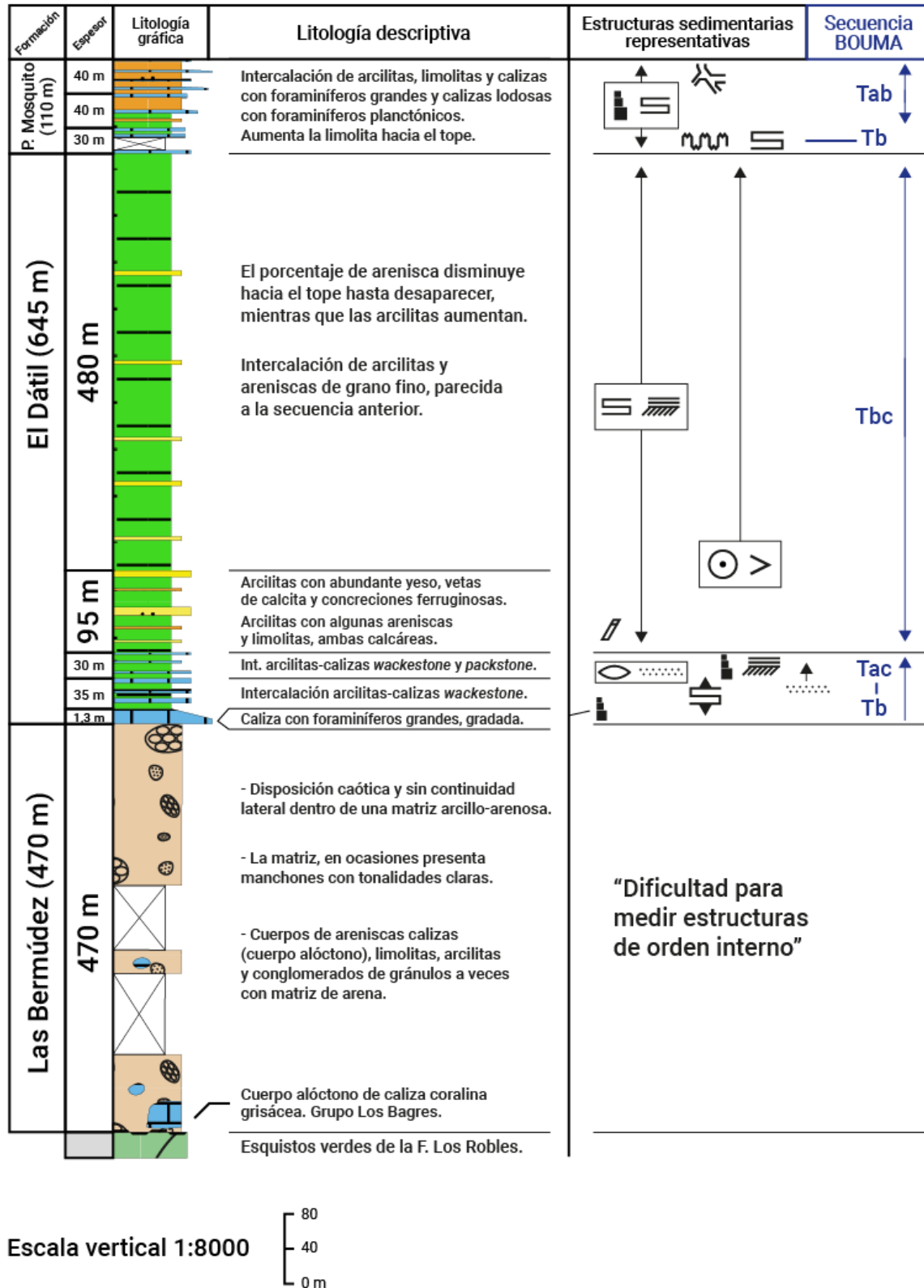


Fig. 62: Sección esquemática del Grupo Punta Carnero; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CAMPOS & GUZMÁN (2002).

CONTRERAS (2002), describe la sección tipo al noroeste del aeropuerto Internacional Santiago Mariño, en la localidad de Las Bermúdez-El Manglillo, cercana al Yaque. Presenta un espesor de 1.360 m aproximadamente y se caracteriza por calizas, areniscas y lutitas intercaladas, con conglomerados hacia la base.

La Formación Las Bermúdez, se observa en contacto basal contra el miembro informal de calizas Los Bagres y los esquistos verde-grisáceos con marcada foliación de la Formación Los Robles, interpretado por MUÑOZ (1973) como un contacto discordante. Las calizas Los Bagres presentan color gris claro cremoso, alto contenido de corales, algas y microfósiles, con un espesor aproximado de 28 m. A pesar de ser un bloque transportado (olistolito) mantiene una orientación similar a las capas del resto de la formación.

Suprayacente, se encuentra una sección de 535 m, compuesta por bloques y capas lenticulares de conglomerados, areniscas y calizas, embebidos en una matriz lutítico-arenosa. El autor resalta que a causa de la poca continuidad en los afloramientos y mucha vegetación, se le dificulta elaborar una columna continua de esta sección, teniendo discrepancias en los espesores reportados por BERMÚDEZ & GÁMEZ (1966), 700 m, Muñoz (1973), 450 m y CASAS & MORENO (1986), 690 m.

Los conglomerados son mayormente calcáreos, con tamaños desde gránulos a peñas, redondeados y mal escogidos. Sus espesores van desde 25-50 cm y se componen por fragmentos de chert, tobas, lavas, andesitas, brechas volcánicas, calizas, metadacitas, areniscas líticas, grauvacas calcáreas, entre otros (CASAS & MORENO, 1986). Describe las calizas de color crema amarillento, con espesores promedio de 40 cm, de textura microgranular y altamente meteorizadas, generando una costra superficial de caliche. También, menciona bloques de color gris claro, muy similar al miembro Los Bagres, dispuestos de manera caótica y embebidos en una matriz arenosa, con espesor de hasta 80 cm. Las areniscas son de color gris claro, de grano medio a grueso, mal escogidas, con granos subangulosos a subredondeados, con espesores entre 10 cm y 1 m. Las lutitas son de color gris claro, meteorizan a pardo y en algunos casos alcanzan espesores de hasta 5 m. Se presentan intercaladas con areniscas, areniscas calcáreas y calizas delgadas, con algunos bloques y capas de lenticulares de conglomerados.

Cercano al contacto con la Formación El Dátil, las calizas se componen por foraminíferos de aguas someras y fragmentos de algas, actuando como clastos carbonáticos, descritos por MUÑOZ (1973) como "calciturbiditas".

Las estructuras sedimentarias predominantes son los turboglifos y huellas de carga en la base de las areniscas y areniscas calcáreas. Son comunes los intervalos Tab, Tac y Tbd de BOUMA (1962) en capas de arenisca y conglomeráticas; representados por estratificación masiva y gradada, laminación paralela, cruzada y convoluta. Describe pliegues *slump* muy locales y menos abundantes que en Pampatar. Identifica también *Paleodictyon* sp. y bioturbaciones subparalelas a la estratificación.

La Formación El Dátil suprayacente, muestra un contacto basal abrupto y se establece como el "Horizonte inferior de Orbitoides" KUGLER (1957), el cual se encuentra dentro de una secuencia de 30 m de intercalaciones de calizas, lutitas y areniscas calcáreas,

Esta formación cuenta con un espesor de 745 m aproximadamente y se caracteriza por arcillitas pelágicas ricas en foraminíferos, con escasas areniscas calcáreas, limolitas y calizas orbitoidales en la base, que disminuyen hacia el tope de la sección.

El contacto superior con la Formación Punta Mosquito es abrupto en la zona cercana al aeropuerto y la establece en la base de una caliza orbitoidal con espesor de 60 cm, que forma parte de una secuencia similar al tope de la Formación Las Bermúdez.

En las capas competentes reporta huellas de carga, laminación paralela, cruzada y convoluta, incluyendo los intervalos Tbc y Tac de BOUMA (1962). También, huellas de *Paleodictyon sp.*, *Nereites sp.*, *Lorenzina sp.*, *Spirorhappe sp.* y otras posibles huellas de pastoreo (*Pascichnia*) y repteo (*Repichnia*).

Al tope del Grupo Punta Carnero se encuentra La Formación Punta Mosquito, ubicada más al sur, en la sección cercana al aeropuerto. Esta formación se caracteriza por 80 m de calizas y areniscas mayormente calcáreas, con espesores entre 20-50 cm, intercaladas con lutitas de espesor 20 cm que disminuyen en proporción hacia el tope. Las calizas son fosilíferas, ricas en orbitoides, fragmentos de algas y foraminíferos. En su tope se encuentra cubierta por aluviones y en ciertas zonas por la Formación Cubagua, Mioceno-Plioceno y La Formación El Manglillo Cuaternaria.

En la base de las capas de areniscas, mide trazas fósiles como *Paleodictyon sp.*, *Nereites sp.*, *Spiroraphe sp.*, *Nereites sp.*, *Lorenzina sp.* y otras huellas de pastoreo (*Pascichnia*) y repteo (*Repichnia*), similares a las de la Formación El Dátil. Además, observa abundantes huellas de carga, algunos turboglifos, estratificación gradada, laminación paralela, estratificación y laminación cruzada, y escasas convolutas, predominando la secuencia BOUMA Tac y Tbc; estas se observan también en capas de calizas orbitoidales.

En la zona costera de Punta Mosquito (sector La Isleta) no se observa el contacto basal con la Formación El Dátil y tectónicamente está muy deformada, lo que dificulta la medición, pero calcula su espesor alrededor de 200 m. Está compuesta de intercalaciones de areniscas calcáreas y calizas, con niveles conglomeráticos y lutitas esporádicas. Las capas competentes tienen espesores entre 20-50 cm y las lutitas entre 1 cm y 1,5 m. Aquí, la secuencia es más clástica y con una mayor proporción de calizas hacia el tope.

Aquí, registra abundantes estructuras deformacionales, como pliegues *slump*, huellas de carga, convoluta y *ball-and-pillow*. Son comunes los intervalos Tab, Tac, Tbc y Tbd de BOUMA (1962) incluyendo estratificación gradada y masiva con base erosiva, laminación y estratificación paralela, laminación y estratificación cruzada festoneada y unas pocas rizaduras.

GRUPO PUNTA CARNERO

CONTRERAS (2002)
Espesor total = 1360 m

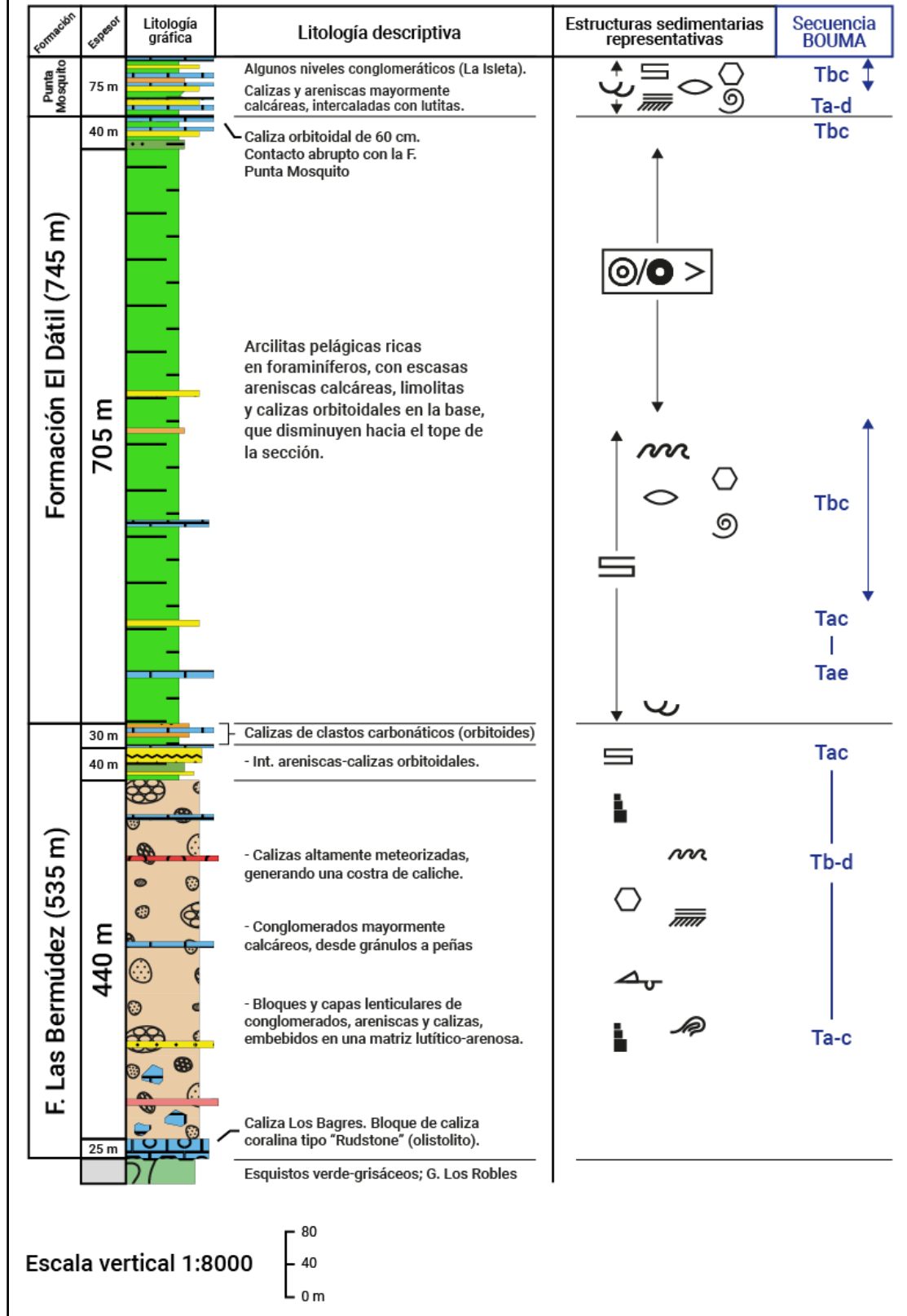


Fig. 63: Sección esquemática del Grupo Punta Carnero; mostrando litología, estructuras sedimentarias y secuencias BOUMA. Tomado y modificado de CONTRERAS (2002).

5.5.3. Comparación de columnas estratigráficas

Tomando en cuenta las columnas sedimentarias elaboradas del *Flysch* de Margarita, por los autores MUÑOZ (1973), CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), se realizaron paneles horizontales comparativos en los que se muestran las características predominantes de cada sección, desde litología y estructuras sedimentarias hasta la secuencia BOUMA, demostrando la relación que existe entre las mediciones realizadas por cada autor.

5.5.3.1. Unidades informales definidas en las comparaciones

A modo de explicar las concordancias entre las secciones, se determinaron “Unidades Informales” solo para efectos de esta comparación, pudiendo visualizar mejor la relación entre las mediciones.

- **Unidad 1: Conglomerados y areniscas**

Esta unidad se encuentra en la base de la Formación Pampatar en sus dos secciones, Punta Gorda y Punta Moreno. Está caracterizada por conglomerados con matriz de arena, donde también es común observarse ritmos entre estas dos litologías, así como gradaciones normales de conglomerados a areniscas de grano grueso.

Esta unidad se ubica justo debajo del *Wildflysch* y podría ser una subunidad del mismo, la cual presenta una disposición más organizada y tamaños de granos mayores. De igual forma, tanto MUÑOZ (1973) como CAMPOS & GUZMÁN (2002) le otorgan una representación gráfica diferente, probablemente por contar con mayor continuidad lateral y la inexistencia de arcilla en su matriz.

Al igual que en la Unidad 1, las estructuras sedimentarias predominantes son la estratificación gradada normal, la laminación horizontal y las estructuras de segundo orden como los *slumps* y *ball-and-pillow*, observándose además estructuras *rip-up*. Solo se encuentra la descripción de CONTRERAS (2002) definiendo secuencias BOUMA Tac y Tab en esta unidad.

- **Unidad 2: Secuencia caótica**

La zona más representativa de esta secuencia se encuentra en la Formación Las Bermúdez del Grupo Punta Carnero, con un estimado de 450 m de espesor, teniendo otra evidencia importante (300 m de espesor aproximado) hacia la parte baja de las secciones de Punta Gorda y Punta Moreno, así como también pequeños registro hacia el tope de la Formación Pampatar, indicados como conglomerados dentro de esta misma matriz.

Esta secuencia se compone de una disposición caótica de litologías sin continuidad lateral dentro de una matriz arcillo-arenosa. Dentro de esta matriz coexisten cuerpos de arenisca, calizas (cuerpo alóctono; caliza Los Bagres), limolitas, lutitas, para- y orto-conglomerados polimícticos (CONTRERAS, 2002) que van de tamaño granulos a peñas. Son

comunes los bloques exóticos en lutitas, las capas lenticulares de arenisca y los manchones con tonalidades claras (caliche) producto de la alta meteorización de las calizas.

A pesar de que la secuencia no cuenta con una amplia continuidad lateral, prevalecen estructuras sedimentarias de primer orden como la estratificación gradada y la laminación paralela, estructuras de deslizamiento como *slumps* y también *ball-and-pillow* medidos por MUÑOZ (1973). Las secuencias de BOUMA registradas son variadas, aunque existe una predominancia del rango Ta-d (esto incluye las secuencias Tab, Tac y Tad).

- **Unidad 3: Areniscas**

La Unidad 3 aflora hacia la parte media y alta de las secciones de Punta Gorda y Punta Moreno. Se define en su base por lutitas intercaladas con areniscas masivas de grano grueso que aumentan hacia el tope (CONTRERAS, 2002), donde CAMPOS & GUZMÁN (2002) las reportan como “amalgamadas” en Punta Gorda, y en Punta Moreno muestran 4 ciclos granocrecientes de las mismas intercaladas con lutitas. Estos últimos ciclos pueden relacionarse en ambas localidades, debido a su disposición granocreciente, observándose con bases erosivas en Punta Moreno.

Luego del cubierto de las Salinas de Pampatar, se encuentra una intercalación de areniscas finas a gruesas, con niveles conglomeráticos y limolitas friables (CONTRERAS, 2002). De acuerdo con CAMPOS & GUZMÁN (2002), aquí se encuentran conglomerados con morfología de canal que aparecen a lo largo de este intervalo, descritos en Punta Gorda dentro de una matriz arcillosa; esto tiene concordancia con MUÑOZ (1973), quien reporta olistolitos tamaño peñones, lo que indica que en esta parte de la sección existen evidencias de depósitos que tipo “*Wildflysch*”.

Es común observar gradación normal, laminación y estratificación horizontal, laminación cruzada y lentes de arenisca, componiendo las secuencias BOUMA predominantes Tac y Tbc.

- **Unidad 4: Alternancia rítmica de areniscas y limolitas**

La Unidad 5 es la última secuencia encontrada en el tope tanto de Punta Gorda como de Punta Moreno. En Punta Gorda, CAMPOS & GUZMÁN (2002) describen areniscas de grano fino a grueso intercaladas con limolitas, donde es posible observar 15-20 capas de turbiditas presentes en 3 m de secuencia. En Punta Moreno, se observa la misma intercalación, donde CONTRERAS (2002) reporta unos escasos niveles conglomeráticos y areniscas calcáreas, además de agregar aproximadamente 200 m de sección más que los otros dos autores debido a mediciones realizadas en cortes diferentes dentro de la localidad de Pampatar.

Las estructuras sedimentarias predominantes son la estratificación gradada normal, la laminación horizontal y los lentes de arenisca; en menor proporción se encuentran rizaduras, estratificación convoluta y MUÑOZ (1973) menciona la presencia de pliegues tipo *slump* a lo largo de toda esta secuencia y abundante laminación cruzada hacia su base.

- **Unidad 5: Intercalación de areniscas, limolitas y lutitas**

Esta unidad se identifica hacia la zona media y alta de Punta Moreno y Punta Gorda, justo por encima de la secuencia *Wildflysch*, la cual se supone “cubierta” en Punta Moreno.

Esta unidad puede dividirse en 2 subunidades principalmente compuestas por areniscas, limolitas y lutitas. La primera en su base, posee grandes espesores de lutitas con fractura astillosa intercaladas con limolitas y pocos lentes de arenisca; y la segunda en su parte media, donde ahora son más visibles las capas de arenisca presentando morfología de canal, intercaladas también con limolitas y lutitas espesas; y por último,

En cuanto a estructuras sedimentarias, generalmente se presentan en conjunto estratificación gradada normal, estratificación horizontal y cruzada; también, prevalecen pocos lentes de arenisca y pliegues tipo *slump*. MUÑOZ (1973) menciona que es común la secuencia BOUMA Tabc y al igual que CAMPOS & GUZMÁN (2002) describen estructuras *ball-and-pillow* y *clastos rip-up*.

- **Unidad 6: Calizas intercaladas con limolitas y lutitas**

La Unidad 7 corresponde a la Formación Punta Mosquito, al tope del Grupo Punta Carnero. Esta secuencia se encuentra bastante deformada y disgregada; tanto así que CAMPOS & GUZMÁN (2002) miden espesores en 3 localidades diferentes para esta misma. Según CONTRERAS (2002), existe un contacto abrupto con la Formación El Dátil infrayacente marcado por una caliza orbitoidal de 60 cm.

La formación está compuesta por calizas bioclásticas, de textura variada, intercaladas con lutitas y limolitas. CAMPOS & GUZMÁN (2002), definen carbonatos tipo *wackestone*, *packstone* y *rudstone*, e incluso una caliza con gradación de *rudstone* a *packstone*; MUÑOZ (1973), describe mucha materia orgánica en toda la secuencia (detritus de plantas); y CONTRERAS (2002), registra algunos niveles conglomeráticos en la localidad La Isleta.

En su mayoría, de forma conjunta, se observa estratificación gradada normal, laminación horizontal, estratificación convoluta y huellas de carga. CAMPOS & GUZMÁN (2002), hacia la base reportan la presencia de estilolitas y hacia el tope huellas de *Thalassinoides*, que de acuerdo con CONTRERAS (2002), no serían las únicas huellas ya que este describe *Paleodictyon* y *Spirorhappe*. La secuencia Bouma es variada, MUÑOZ (1973) refleja una predominancia Tabc, pero para los demás autores es posible encontrar Tab y Tbc.

- **Unidad 7: Lutitas**

Esta unidad pertenece a la Formación El Dátil, que aflora en la parte media de la sección del Grupo Punta Carnero. Esta Formación empieza justo en el contacto entre la secuencia *Wildflysch* con una caliza orbitoidal gradada de 1,30 m (CAMPOS & GUZMÁN, 2002) marcando el inicio de lo que se conoce como el “horizonte inferior de orbitoides” (KUGLER, 1957) dentro de este horizonte se encuentran unos 60 m aproximados de calizas

orbitoidales intercaladas con lutitas moteadas. Posteriormente, existe un intervalo de aproximadamente 100 m de lutitas con abundante yeso, vetas de calcita concreciones ferruginosas y nódulos, que presentan algunas capas de areniscas y limolitas calcáreas. Por último, se observan unos 500 m de una secuencia parecida a la anterior, pero disminuyendo el porcentaje de arenisca hacia el tope hasta desaparecer y aumentando las lutitas.

Las estructuras sedimentarias van desde estratificación gradada normal, laminación horizontal y laminación cruzada, hasta estratificación convoluta, turboglifos afectados por carga y concreciones ferruginosas que conviven en conjunto con cristales de yeso en las lutitas. MUÑOZ (1973) describe huellas fósiles a lo largo de toda la unidad y CONTRERAS (2002) reporta evidencias de *Spirorhaphe* y *Paleodictyon*. Las secuencias BOUMA predominantes son Tac y Tbc, también presentándose todo el rango Ta-d (Tab, Tabc y Tabcd).

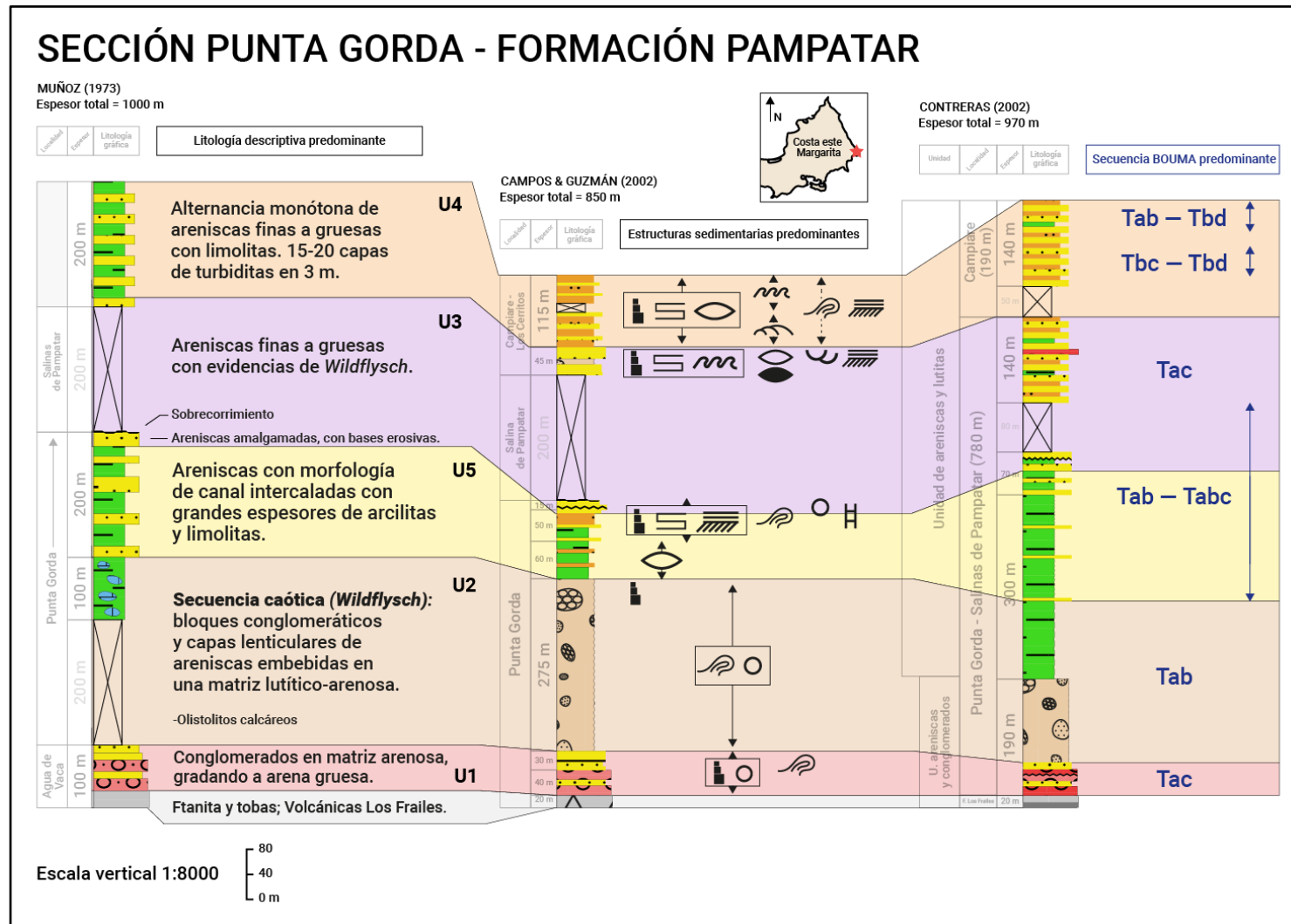


Fig. 64: Panel comparativo de las secciones medidas en la localidad de Punta Gorda, Formación Pampatar, por los 3 autores utilizados como referencia para este trabajo. Se indica litología, estructuras sedimentarias, secuencias BOUMA y unidades informales (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002).

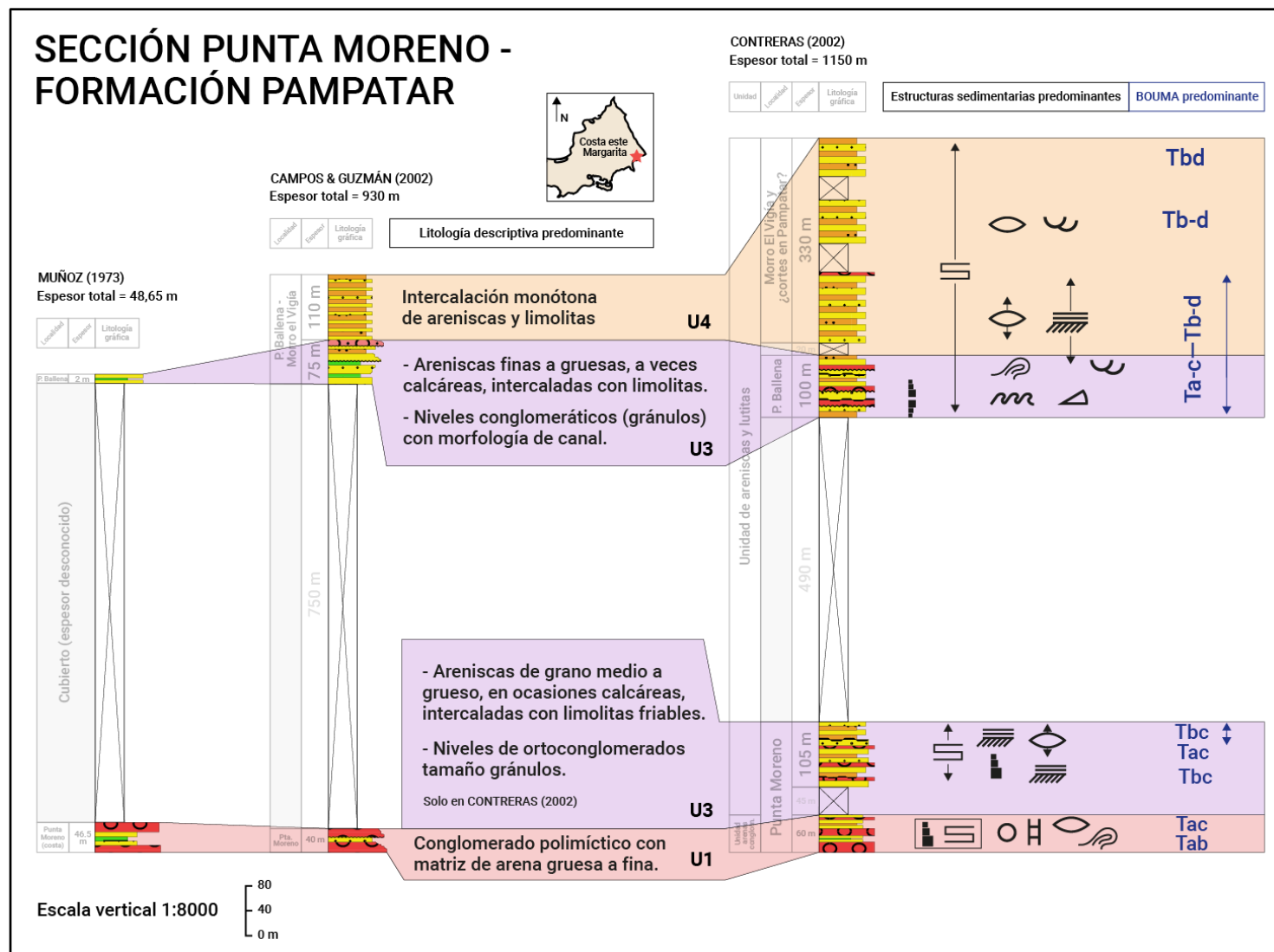


Fig. 65: Panel comparativo de las secciones medidas en la localidad de Punta Moreno, Formación Pampatar, por los 3 autores utilizados como referencia para este trabajo. Se indica litología, estructuras sedimentarias, secuencias BOUMA y unidades informales (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002).

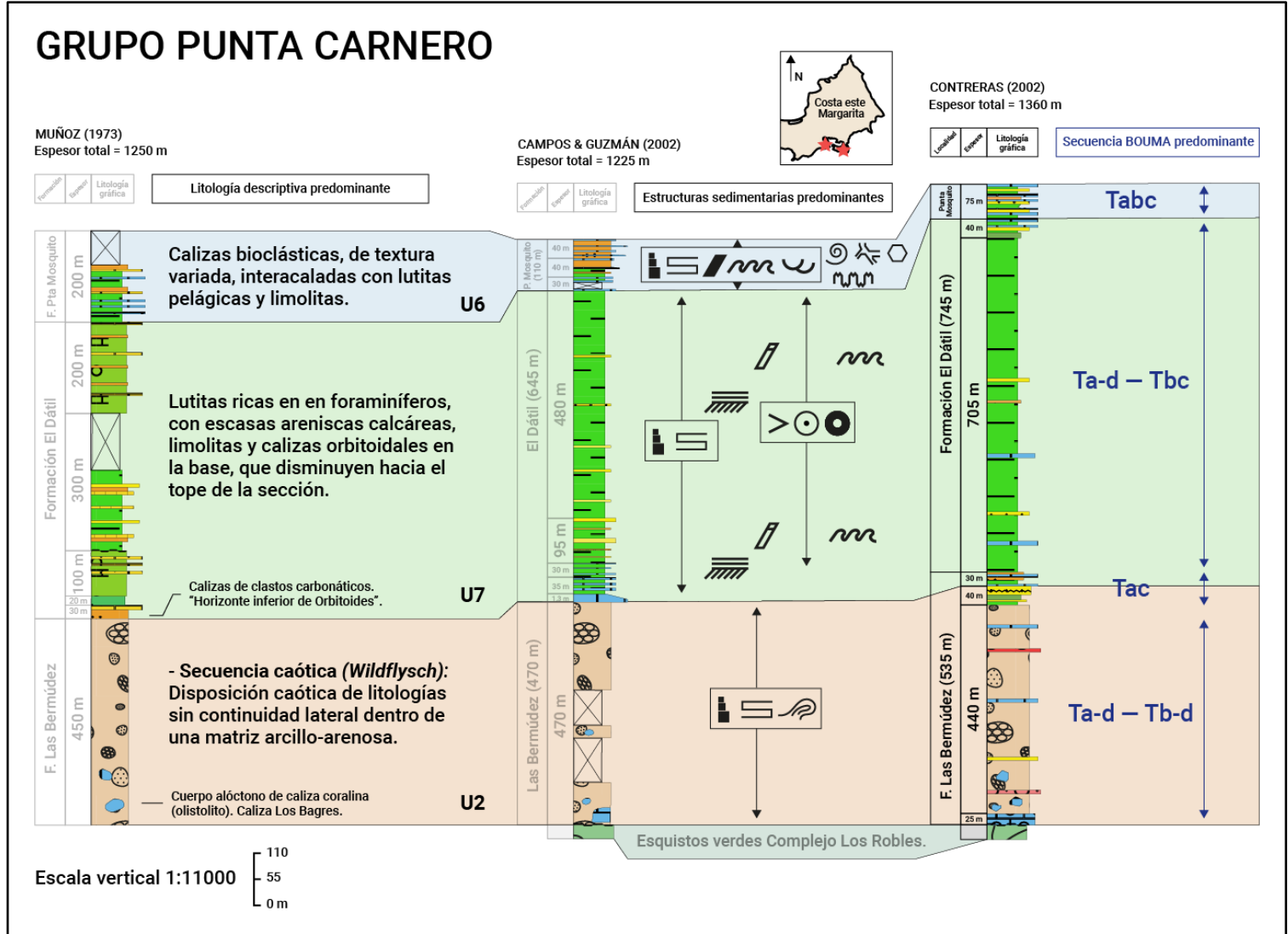


Fig. 66: Panel comparativo de las secciones correspondientes al Grupo Punta Carnero, medidas por los 3 autores utilizados como referencia para este trabajo. Se indica litología, estructuras sedimentarias, secuencias BOUMA y unidades informales (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002).

CAPÍTULO VI: ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.1. DETERMINACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS

MIDDLETON (1973), se refiere al concepto de facies como la suma de las características de una unidad sedimentaria; esto incluye estructuras sedimentarias, tipo y tamaño de los granos, colores y contenido biogénico de la roca sedimentaria.

Tomando en cuenta esto, así como los modelos de facies de PICKERING *et al.* (1986) y MUTTI & LUCCHI (1972, 1974, 1975, 1978; MUTTI, 1977), se definen las facies a partir de la información existente y concordante dentro de los trabajos utilizados a lo largo de esta investigación (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002).

Es importante mencionar que, la determinación de facies de este trabajo tiene gran parecido a la de CAMPOS & GUZMÁN (2002), ya que no solo se utilizan criterios de clasificación parecidos, sino que también, su estudio cuenta con unas de las descripciones más detalladas en cuanto a sedimentología, petrografía y “litofacies” sedimentarias, las cuales funcionaron como un gran apoyo para la determinación aquí presentada. Cabe destacar que, la clasificación de CAMPOS & GUZMÁN (2002) presenta información mucho más profunda gracias a las descripciones petrográficas realizadas en su trabajo.

Como parte de la interpretación de los procesos de sedimentación actuantes sobre las facies, se hace mención a términos encontrados en el estudio de “Flujos Gravitacionales de Sedimento” de MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976), y en las definiciones y experimentos estudiados por SHANMUGAM (2021), donde se reconocen 4 tipos de flujos principales por los cuales el transporte de granos es soportado por encima de una capa.

6.1.1. Descripción de facies sedimentarias

- **F1: Conglomerados granodecrecientes (CD)**

Afloran en la parte basal de las secciones de Punta Gorda y Punta Moreno, Formación Pampatar. Aquí, predominan conglomerados granodecrecientes desde gránulos a peñas, en ocasiones con matriz de arena gruesa y en otras soportados por clastos. Presentan espesores entre 2 y 15 m, pueden verse bases erosivas y en ocasiones pasan abruptamente a areniscas de grano medio. Se observa morfología de canal, y los principales componentes son fragmentos de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas.

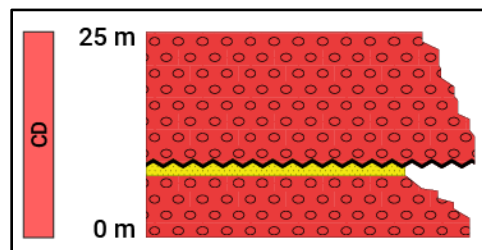


Fig. 67: Facies CD.

- **F2: Areniscas masivas (AM)**

Se encuentra en la parte media de la sección de Punta Gorda y hacia el tope de la sección de Punta Moreno, Formación Pampatar. Destaca por presentar areniscas masivas de grano medio a fino, a veces con morfología de canal y bases erosivas, en capas con espesores que pueden llegar hasta los 7 m. Las arenas masivas se ven intercaladas con areniscas de grano fino y limolitas.

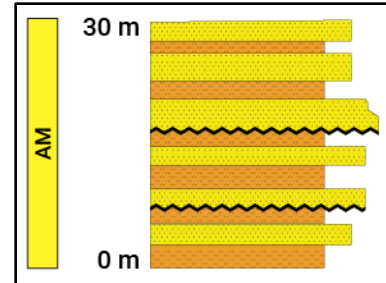


Fig. 68: Facies AM.

- **F3: Areniscas estratificadas (AE)**

Se encuentran en su mayoría hacia el tope de las secciones de Punta Gorda y Punta Moreno, de la Formación Pampatar. La facies está compuesta por areniscas de tamaño de grano variado, estratificadas, con contacto planar y espesores desde pocos cm hasta 1m. Estas areniscas pueden verse en algunos casos amalgamadas y hacia la base de la sección medida en Punta Gorda, se registran niveles de clastos de lutitas paralelos a la estratificación y también estructuras de almohadilla y bola.

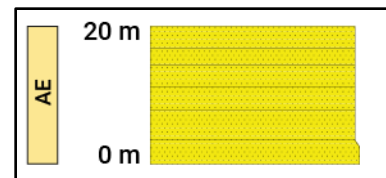


Fig. 69: Facies AE.

- **F4: Areniscas granocrecientes (AC)**

Pueden verse en la zona media de la sección de Punta Gorda y hacia el tope de Punta Moreno. Están representadas por ciclos de areniscas granocrecientes, aumentando de espesor hacia el tope. Las areniscas pueden verse intercaladas con espesores de lutita delgados de procedencia hemipelágica.

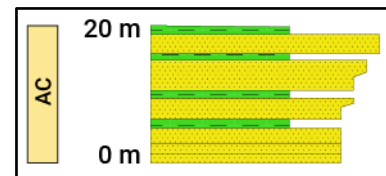


Fig. 70: Facies AC.

- **F5: Areniscas granodecrecientes (AD)**

Esta alternancia se observa hacia el tope de la sección de Punta Moreno y en la parte media de Punta Gorda, Formación Pampatar. Se caracterizan por ser areniscas de grano grueso a medio con gradación normal, bases erosivas y morfología de canal, presentándose en capas muy gruesas de hasta 4 m de espesor, en un caso mostrando base conglomerática. Estas areniscas coexisten con capas de limolitas y lutitas de máximo 1 m de espesor.

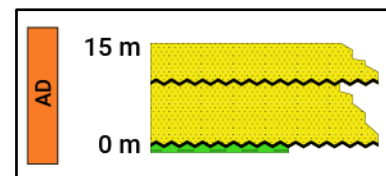


Fig. 71: Facies AD.

- **F6: Intercalación rítmica arenisca-limolita (A-LI)**

Esta alternancia conforma el tope de ambas secciones de la Formación Pampatar. La intercalación se compone de areniscas de grano medio a muy fino en capas con espesor de 10 cm y limolitas entre 1-4 cm de espesor. Esta secuencia en ocasiones muestra areniscas de grano grueso granodecrescentes y se ha descrito incluso una arenisca con base conglomerática, estratificación convoluta y clastos *rip-up* de lutitas.

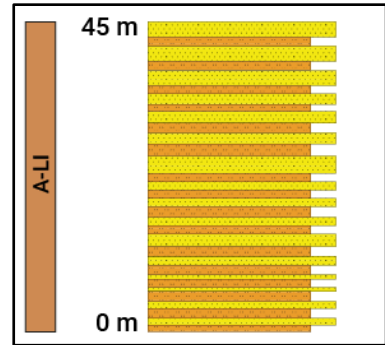


Fig. 72: Facies A-LI.

- **F7: Lutitas y limolitas intercaladas con capas delgadas de areniscas (LIL-A)**

Esta facies está presente en la zona media de la sección de Punta Gorda y en la base de la Formación El Dátil del Grupo Punta Carnero. Prevalecen las limolitas y lutitas de espesores de pocos cm hasta 12 m y 4 m respectivamente, intercaladas con areniscas calcáreas laminadas, a veces lenticulares en capas lenticulares en las lutitas, las cuales según CAMPOS & GUZMÁN (2002), son de origen hemipelágico. En esta secuencia, predominan los intervalos de BOUMA Tab y Tbc.

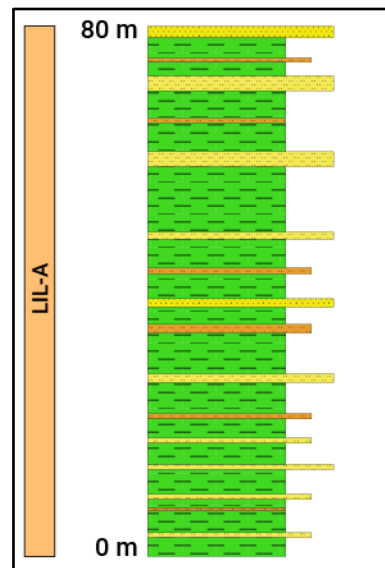


Fig. 73: Facies LIL-A

- **F8: Intercalaciones de lutita y limolita con caliza (LIL-Z)**

Pueden visualizarse hacia el tope del Grupo Punta Carnero, en la Formación Punta Mosquito. En esta facies se observa una secuencia granocreciente que va desde intercalaciones de lutita-caliza a limolita-caliza. En ocasiones, se encuentran areniscas en capas o como lentes en las lutitas, y tanto estas como las limolitas cuentan con espesores de pocos cm hasta 5 m. Las calizas poseen espesores menores que los siliciclásticos, algunas compuestas de algas rojas y foraminíferos grande, y otras siendo calizas lodosas que en algunos casos presentan gradación hacia foraminíferos planctónicos. Abundan evidencias de *Thalassinoides*.

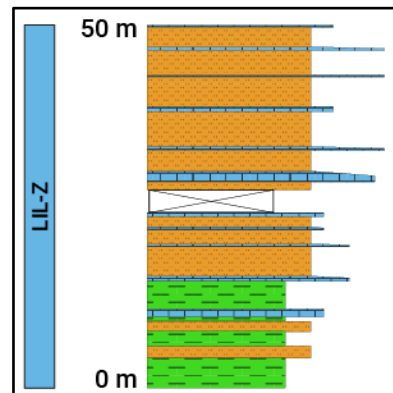


Fig. 74: Facies LIL-Z.

- **F9: Lutitas intercaladas con caliza (L-Z)**

Se encuentran en la parte baja de la sección del Grupo Punta Carnero, justo por encima del *Wildflysch*, en la Formación El Dátil. Esta secuencia empieza en su base con una caliza de aproximadamente 1 m de espesor, con foraminíferos grandes y algas rojas (primer nivel de orbitoides). Luego, son notables las lutitas con espesores de pocos cm hasta medio metro, intercaladas con calizas de foraminíferos planctónicos de hasta 35 cm. Presenta pocos lentes y delgadas láminas de arenisca.

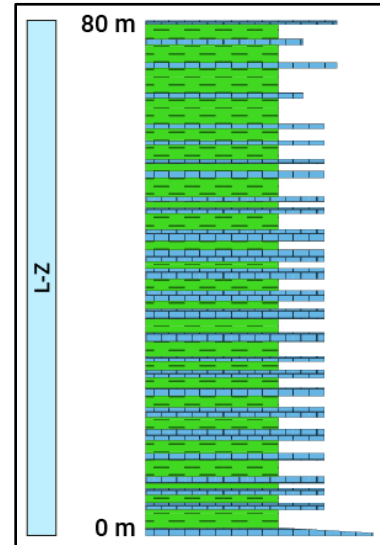


Fig. 75: Facies L-Z.

- **F10: Disposición caótica de litologías (W)**

Esta facies puede observarse en la zona media, con ciertas evidencias hacia la parte alta de la sección de Punta Gorda, y conforma toda la Formación Las Bermúdez del Grupo Punta Carnero. Se caracteriza por ser un intervalo predominantemente arcillo-arenoso, presentando una gran variedad de litologías, desde cuerpo de conglomerados y areniscas de diferentes tamaños hasta calizas, dispuestos de forma caótica dentro de esta matriz. Esta descripción coincide con la definición de KUGLER (1957) quien menciona lo que se conoce como un *Wildflysch*.

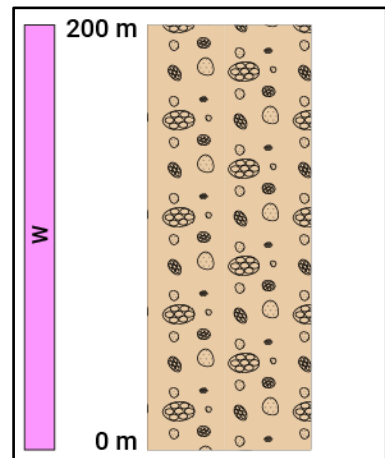


Fig. 76: Facies W.

- **F11: Lutitas hemipelágicas (H)**

Este tipo de depósitos se encuentran en la parte media de la sección de Punta Gorda y conforman casi la totalidad de la Formación El Dátil del Grupo Punta Carnero. Está representada por espesores importantes de lutitas que aumentan hacia el tope, con algunas capas de arenisca calcárea de grano fino, en ocasiones presentándose capas lenticulares, y también pocas limolitas. Aquí son comunes las concreciones ferruginosas y niveles de yeso.

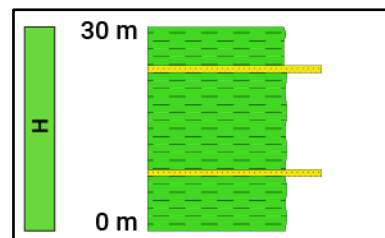


Fig. 77: Facies H.

Tabla 7: Comparación de las facies determinadas con las facies de MUTTI & LUCCHI (1972) y con el modelo de facies de PICKERING *et al.* (1986).

| Facies | | Facies de MUTTI & LUCCHI (1972) | Modelo de facies de PICKERING <i>et al.</i> (1986) |
|--------|--------------|---------------------------------|--|
| N° | Nombre | | |
| F1 | CD | Facies A | A2: Gravas y arenas conglomeráticas organizadas. |
| F2 | AM | Facies B | B1: Arenas desorganizadas. |
| F3 | AE | | B2: Arenas organizadas. |
| F4 | AC | | |
| F5 | AD | Facies B/Facies C | C2: Arenas lodosas organizadas. |
| F6 | A-LI | Facies C | |
| F7 | LIL-A | Facies D | D2: Limos, limos lodosos e intercalaciones limo-lodo organizadas. |
| F8 | LIL-Z | Facies E | E2: Lodos organizados. |
| F9 | L-Z | | |
| F10 | W | Facies F | F1: Clastos exóticos |
| F11 | H | Facies G | G2: Sedimentos hemipelágicos. |

6.2. ASOCIACIONES DE FACIES

Las facies se generan a partir de flujos que, dependiendo de su composición y comportamiento, se depositan en diferentes zonas del ambiente marino profundo. Los depósitos sedimentarios encontrados en el *Flysch* de la Isla de Margarita, no solo responden a flujos turbulentos (corrientes turbidíticas). En la actualidad, se ha descubierto que existen flujos con diferentes características que representan incluso porcentajes mayores de depósitos dentro de las secuencias turbidíticas. Además, las descripciones encontradas en los estudios principales utilizados para este trabajo (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002), revelan depósitos producidos de forma un poco más compleja, incluyendo la presencia de carbonatos, que representan una evidencia importante sobre el ambiente deposicional del *Flysch*.

6.2.1. Clasificación de flujos gravitacionales de sedimento

Como parte de la interpretación de los procesos de sedimentación actuantes sobre las facies, se realiza una caracterización de flujos gravitacionales utilizando términos encontrados en el estudio de “Flujos Gravitacionales de Sedimento” de MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976), y en las definiciones y experimentos estudiados por SHANMUGAM (2021), donde se reconocen 4 tipos de flujos principales donde el transporte de granos es soportado por encima de una capa.

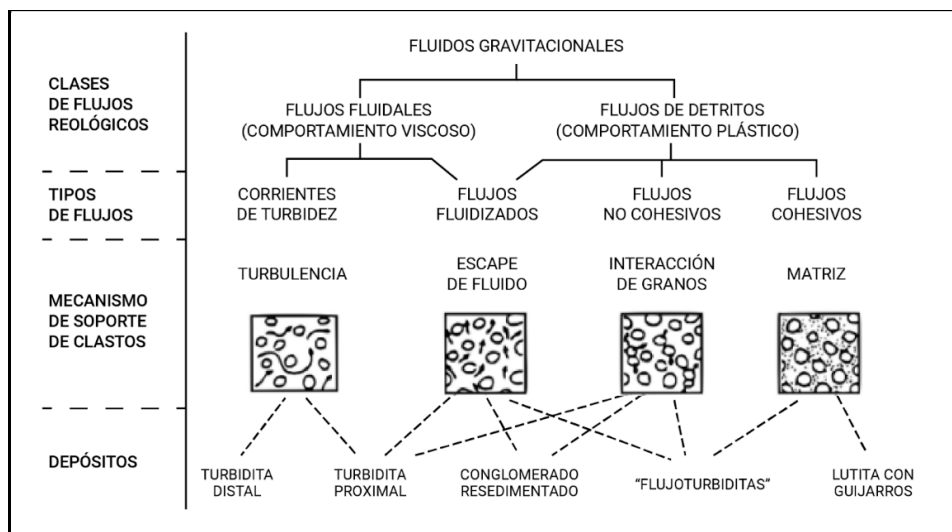


Fig. 78: Clasificación de los flujos gravitacionales de sedimento; en MIDDLETON & HAMPTON (1973, 1976).

SHANMUGAM (2021), resumen esta clasificación en:

1. **Flujo de detritos** con resistencia de la matriz. Aquí, entran los flujos de detritos arenosos (*sandy debris flows*) que son un intermedio entre flujos de granos y flujos de detritos.
2. **Flujo de granos** con interacción granular (es decir, presión dispersiva).
3. **Corrientes turbidíticas** con turbulencia.
4. **Flujo de sedimentos fluidizados** con flujo intergranular ascendente.

Dentro de esta clasificación se agregan también las corrientes de fondo y corrientes turbidíticas diluidas, que producen los depósitos hemipelágicos y pelágicos depositados; y también los depósitos carbonáticos transportados por corrientes turbidíticas, aunque estos serán explicados más a detalle posteriormente

- **Flujos de detritos**

Un flujo de detritos es un flujo de sedimentos con reología plástica y estado laminar a partir del cual se produce la deposición por congelación en masa. En los flujos de detritos, los movimientos intergranulares predominan sobre los movimientos de cizalla. Estos flujos de detritos pueden ser ricos en lodo (es decir, flujos de detritos lodosos), ricos en arena (es decir, flujos de detritos arenosos) o de tipo mixto (SHANMUGAM, 2021).

Dentro de esta clasificación entra la facies de depósitos caóticos W.

- La **facies W** se produce a partir de un flujo de detritos de tipo mixto, donde diferentes litologías se encuentran embebidas dentro de una matriz arcillo-arenosa. Aquí, pueden observarse litologías que van desde conglomerados hasta arcillas e incluso calizas, así como también clastos de composición variada flotando dentro de la matriz.

Los flujos de detritos son desencadenados principalmente por sismos, inestabilidad del talud y por un exceso de aporte de sedimentos (SHANMUGAM, 2021).

- **Flujos de granos**

Los flujos de granos son flujos donde una dispersión de granos sin cohesión se mantiene contra la gravedad por la presión dispersiva entre sus granos, y en los que el fluido intersticial es el mismo que el fluido del ambiente por encima del flujo (LOWE 1976; en SHANMUGAM, 2021).

Las evidencias más claras de flujos de granos son las facies CD y AC.

- La **facies CD** Las gravas son depositadas mayoritariamente por flujos de granos, donde los sedimentos descienden rápidamente por una pendiente ocurriendo una rápida sedimentación y abandonando su carga en masa. La superficie superior de un depósito de flujo de granos, puede disminuir su tamaño de grano a causa de una dilución de la parte superior del flujo, generando su granodecrecencia (MIDDLETON, 1969, 1970; MUTTI & LUCCHI, 1972; PICKERING *et al.* 1986).
- La **facies AC** de areniscas granocrecientes, indican depósitos por flujos de granos (SHANMUGAM, 2021). La interacción entre los granos genera tanto una buena imbricación como una gradación inversa (MUTTI & LUCCHI, 1972; PICKERING *et al.* 1986). Las lutitas se consideran hemipelagitas.

Los flujos de granos tienden a producirse a partir de gradientes pronunciados asociados a las cabeceras de cañones submarinos donde se produce la caída de arena. Estas caídas submarinas de arena se consideran análogas al flujo de granos (SHANMUGAM, 2021).

- **Corrientes turbidíticas**

Una corriente de turbidez es un flujo de sedimentos con reología newtoniana y estado turbulento, en el que el sedimento es soportado por turbulencia y a partir del cual se produce la depositación mediante sedimentación en suspensión (DOTT, 1963; SANDERS, 1965; MIDDLETON & HAMPTON, 1973; SHANMUGAM, 1996). Tienden a extenderse y a desarrollar una geometría de abanico, en comparación con la geometría de “lengua” que desarrollan los flujos de detritos. Las corrientes de turbidez exhiben un comportamiento de flujo inestable y no uniforme, y son flujos menguantes de tipo oleaje (SHANMUGAM, 2021).

La mejor expresión de depósitos generados por flujos turbulentos (corrientes turbidíticas) en las secuencias, son las facies A-LI y LIL-Z.

- La **facies A-LI** es considerada una de las clásicas secuencias turbidíticas (KUENEN & BESTINI, 1950; en PICKERING *et al.*, 1986). Esta facies presenta intercalaciones rítmicas de arenisca de grano fino y limolita, en capas muy delgadas (apenas de cm) con contactos basales rectos; las secuencias BOUMA Tab, Tac y Tbc encontradas, indican gradación normal, estratificación paralela, rizaduras y estratificación convoluta. También, se encuentran lentes de arenisca cuya geometría puede desarrollarse en entornos de relleno de canales (SHANMUGAM, 2021). Es importante mencionar que en esta facies existen areniscas de grano grueso granodecrescentes, con bases conglomeráticas, que presentan clastos *rip-up* de lutitas; esta es una expresión de flujos fluidizados/licuefacción.
- La **facies LIL-Z** es una intercalación de capas gruesas de lutitas y limolitas con capas más delgadas de carbonatos primordialmente de foraminíferos grandes y algas rojas, con presencia de capas delgadas de arenisca de grano fino; también existen carbonatos lodosos y de foraminíferos planctónicos. Estos carbonatos, principalmente de plataforma, son transportados por corrientes turbidíticas, al igual que los siliciclásticos, hacia zonas más distales de la cuenca, conviviendo con carbonatos de aguas profundas. En esta secuencia se encuentran secuencias BOUMA Tbc (gradación normal y estratificación paralela) y numerosas evidencias de flujos de detritos, deslizamientos y slumps.
- En la **facies L-Z** se encuentran carbonatos con foraminíferos grandes y algas rojas, y carbonatos de foraminíferos planctónicos, intercalados con lutitas y pocas láminas y lentes de arenisca de grano fino. Estos carbonatos son transportados por corrientes turbidíticas desde zonas someras de la plataforma hasta zonas distales de la cuenca, permitiendo la existencia de los mismos con carbonatos de aguas profundas. Los siliciclásticos representan aportes menores tanto por corrientes turbidíticas como por corrientes de fondo (lutitas). Se encuentran secuencias BOUMA Tb (estratificación paralela).

Las corrientes turbidíticas se asocian a “roturas” (caídas de sedimentos) e inestabilidad de taludes, producidos por sismos y por un exceso de aporte de sedimentos. Aunque estas corrientes pueden constituir un miembro final en las zonas distales de las cuencas, también pueden producirse en cualquier parte del sistema, es decir, al borde de la plataforma, el talud y la cuenca (SHANMUGAM, 2021).

- **Flujos compuestos**

Algunos depósitos son formados a partir de un flujo en el que conviven dos tipos de reologías. Por lo general, estos flujos se caracterizan por ser de tipo laminar en su base y en la parte alta de tipo turbulento. A medida que los flujos descienden, arrastran fluido del ambiente (agua de mar) haciendo que los flujos de detritos plásticos pueden volverse newtonianos (corrientes turbidíticas). Esto genera depósitos más complejos, que pueden tener ambas características.

Algunos autores unifican estas dos capas aceptando el término “corrientes turbidíticas de alta densidad” (KUENEN, 1951; POSTMA *et al.*, 1988; MUTTI *et al.*, 1999; ZAVALA, 2019). Por otro lado, existen autores que sí reconocen la importancia de la capa base con reología y estado de flujo diferente (BAGNOLD, 1956; SANDERS, 1965; SHANMUGAM, 1996; en SHANMUGAM, 2021).

Por esta razón, se creó este apartado únicamente para efectos de este trabajo, con el fin de caracterizar depósitos que presentan evidencias de distintos tipos de flujos, pero que, debido a la información existente de dichos depósitos, se dificulta su clasificación exacta entre flujos de granos, flujos de detritos arenosos y corrientes turbidíticas.

Entre estos depósitos se encuentran las facies AE, AM y AD.

- La **facies AE** es primordialmente un depósito dominado por flujos de granos, pero existen descripciones de CAMPOS & GUZMÁN (2002), donde indican niveles de clastos de lutitas paralelos a la estratificación de las areniscas. Esta característica, es indicativo de un flujo de detritos arenoso (*sandy debris flow*) presentando una fábrica de clastos planar dentro de capas arenosas.
- La **facies AM** presenta areniscas masivas, la cual es una característica típica de flujos de granos. Ahora, hacia el tope de las areniscas masivas, CAMPOS & GUZMÁN (2002) registran intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas, lo cual indica una depositación por corrientes turbidíticas.
- La **facies AD** presenta granulometría gruesa que indica una depositación por flujos de granos, sin embargo, existen evidencias de corrientes turbidíticas (flujos turbulentos) debido a la granodecrecencia de los sedimentos gruesos, coexistiendo con capas de limolitas y lutitas. Cabe destacar que, un rasgo como la gradación normal podría interpretarse erróneamente como depósitos de corrientes de turbidez cuando realmente podría ser un flujo de detritos arenoso (SHANMUGAM, 2021).

En las descripciones de estos depósitos principalmente arenosos, CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), indican morfología de canal, bases erosivas y areniscas amalgamadas. Estas características denotan la existencia de canales y lóbulos de arena en zonas medias del sistema, o áreas más distales que los depósitos de posibles cañones submarinos y pendientes pronunciadas donde se encuentran las facies de flujos de granos.

- **Corrientes de fondo y corrientes turbidíticas diluidas (hemipelagitas y pelagitas)**

Los depósitos hemipelágicos y pelágicos ocurren por una acumulación lenta de material biogénico y terrígeno con sedimentación vertical, provenientes de escorrentía terrestre y por transferencia lateral de corrientes débiles de aguas medias y de fondo (MUTTI & LUCCHI, 1972; PICKERING *et al.* 1986). También, se considera la posibilidad de que estos depósitos provengan de corrientes turbidíticas diluidas, donde sedimentos arcillosos quedan suspendidos en el agua y luego son depositados lentamente por decantación.

Las facies principalmente de origen hemipelágico son H, H-Z y LIL-A.

- La **facies LIL-A** es una intercalación de grandes espesores de lutitas, con capas más delgadas de limolitas y arenisca (en ocasiones calcárea), con contactos basales rectos. Los espesores de lutitas son principalmente hemipelágicos, mientras que las areniscas y limolitas representan flujos turbidíticos, donde predominan las secuencias BOUMA Tbc, que indican estratificación paralela y en este caso estratificación cruzada.
- La **facies H** constituye los depósitos hemipelágicos más representativos de las secciones estratigráficas. Aquí, prácticamente toda la secuencia se compone de grandes espesores de lutitas hemipelágicas, a excepción de pocas capas de arenisca hacia la base que presentan secuencias BOUMA Tbc, y algunas areniscas calcáreas; estos son aportes menores depositados por corrientes turbidíticas.

Los depósitos hemipelágicos puede desarrollarse desde zonas del talud, hasta intercanales y en menor proporción como relleno de canales abandonados (MUTTI & LUCCHI, 1972). Las hemipelagitas pueden estar combinadas con depósitos pelágicos, lo cuál, dependiendo de los demás depósitos de la secciones estratigráficas, podrían denotar un miembro distal e incluso pertenecer a la llanura de la cuenca.

- **Flujos fluidizados/licuefacción**

Un flujo fluidizado/licuefacción, es un flujo en el que el sedimento es soportado por fluido intergranular en movimiento ascendente. Puede ocurrir que cuando un flujo laminar desciende a través de una pendiente, se forme una película de agua entre el flujo y el sustrato (hidroplaneo), El agua debajo y dentro del fluido puede escapar originando estructuras deformacionales en sedimentos no consolidados (*prelithification deformation*), entre estas las SSDS (*soft sediment deformation structures*) (ALLEN, 1985; en SHANMUGAM, 2021).

Estas estructuras suelen ser provocadas por sismicidad o por una rápida sedimentación, siendo difícil diferenciar entre ambos orígenes. Evidencias de *SSDS* inherentes a este trabajo pueden ser: estratificación y laminación convoluta, pliegues slump, estructuras de carga, estructuras de desprendimiento, estructuras de almohadilla y bola, y clastos de lutitas “*rip-up*”.

Es relevante destacar que, a pesar de dejar su registro en la secuencia estratigráfica, estos flujos no son procesos importantes de transporte de sedimentos (SHANMUGAM, 2021), pero pueden dar indicios de depósitos generados por flujos de detritos.

Acerca de esta clasificación, debe mencionarse que, caracterizar los flujos gravitacionales de sedimento puede ser complejo si no se cuenta con información suficiente y a detalle de la configuración de las facies dentro de las secciones estratigráficas. Por ende, la representación de estos depósitos termina siendo una generalización, existiendo la posibilidad de ser mejorada a futuro, estudiando más a profundidad los flujos gravitacionales e incluso aplicando una extracción de núcleos como recurso.

Tabla 8: Asociaciones de facies con respecto a sus flujos gravitatorios de sedimento y posibles zonas de ubicación dentro del sistema depositacional.

| Facies | Flujos gravitacionales de sedimento predominantes | Flujos gravitacionales de sedimento secundarios | Asociación de facies |
|---------------|---|--|--|
| W | Flujos de detritos | Flujos de granos, corrientes turbidíticas, flujos fluidizados. | Borde de plataforma y talud. |
| CD | Flujos de granos | Flujos de detritos, corrientes turbidíticas | Cañones submarinos (CD), zonas proximales del sistema. |
| AC | | Corrientes de fondo | |
| A-LI | Corrientes turbidíticas (flujos turbulentos) | Flujos de detritos, flujos fluidizados | Relleno de canales (A-LI), propensos a zonas distales del sistema. |
| LIL-Z | | Flujos de detritos | |
| L-Z | | Corrientes de fondo | |
| AE | Flujos compuestos (dificultad para diferenciar entre flujos de granos, flujos de detritos arenosos y corrientes turbidíticas) | | Canales y lóbulos de arena. Zonas proximales y medias del sistema. |
| AM | | | |
| AD | | | |
| LIL-A | Corrientes de fondo (hemipelagitas y pelagitas) | Corrientes turbidíticas | Depósitos distales, incluso llanura de cuenca. |
| H | | Corrientes turbidíticas | |

6.2.2. Depósitos de transporte de masa (MTD)

Los depósitos de transporte de masa (*Mass-Transport Deposits*) forman un gran componente estratigráfico de muchos márgenes de aguas profundas antiguos y modernos de todo el mundo. En algunos entornos, hasta el 70% de toda la columna estratigráfica del talud y de aguas profundas puede estar compuesta MTD y depósitos asociados. (MASLIN *et al.*, 2004; NEWTON *et al.*, 2004; en MOSCARDELLI *et al.* 2006).

El término de “depósito de transporte de masa” engloba varios procesos de deformación de talud, entre estos, deslizamientos, *slumps* y flujos de detritos; estos forman un proceso continuo y son intergradacionales. En este tipo de depósitos el principal medio de transporte no es la turbulencia pero se reconoce que un evento depositacional como este, puede desarrollar ambos tipos de depósitos y, como tales, tanto los depósitos de transporte de masa como las corrientes turbidíticas forman parte de un continuo (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011).

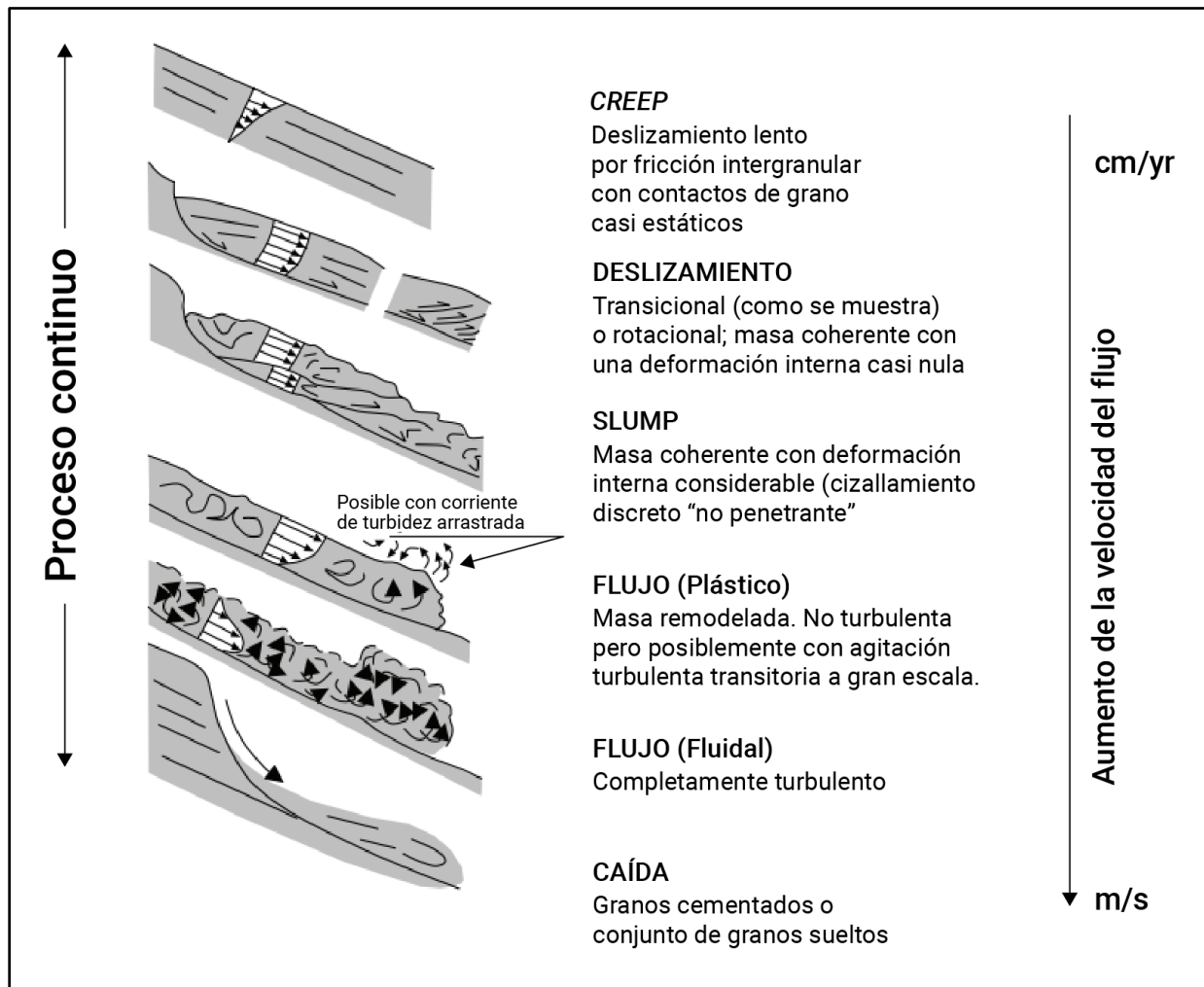


Fig. 79: Secciones transversales esquemáticas ilustrando el espectro de procesos de deformación de talud. Estos procesos forman un proceso continuo desde *creeps* (cm/año) hasta las caídas de detritos (m/s). Tomado y modificado de (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011).

Los **deslizamientos** implican el movimiento en masa de sedimentos con poca o ninguna evidencia de deformación interna de la estratificación. El deslizamiento se superpone a una superficie de cizalla basal distintiva. Estos pueden ser rotacionales o traslacionales, abarcando una serie de evidencias de inestabilidad de taludes marinos, como fallas de borde de plataforma, fallas en márgenes de canales, bloques de deslizamiento submarinos y olistolitos (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011).

Los **slumps** por su parte, se caracterizan por una distorsión interna significativa de la estratificación, por encima de una superficie de cizalla basal (STOW, 1986; MARTINSEN, 1989; MARTINSEN & BAKKEN, 1990; POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011). No obstante, la estratificación primaria debería ser reconocible.

Existe una transición continua entre deslizamientos, derrumbes y flujos plásticos, lo que da como resultado depósitos de transporte de masa que pueden mostrar características de los tres modos de transporte. Tomando en cuenta esto, así como las descripciones realizadas por los autores principales utilizados para este estudio (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002) y la clasificación de flujos gravitatorios de sedimento, pueden definirse depósitos de transporte de masa en el *Flysch* de la Isla de Margarita.

Las facies W, reconocida anteriormente como un *Wildflysch* (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002), es la evidencia más importante de depósitos de transporte de masa en las secciones estratigráficas estudiadas. Estos depósitos conforman un poco más del 30% de la sección tipo de la Formación Pampatar (Punta Gorda) y representan la totalidad de la Formación Las Bermúdez, que equivale a casi el 40% del Grupo Punta Carnero.

- Hacia la base de la **Formación Pampatar** se encuentran descripciones tales como, cuerpos con poca continuidad lateral de conglomerados, areniscas y lutitas embebidos en una matriz arcillo-arenosa; bloques y capas lenticulares de arenisca, olistolitos calcáreos (este último solo en MUÑOZ; 1973), y presencia de pliegues *slump* y estructuras de almohadilla y bola (*SSDS*) a lo largo de la secuencia.
- En la base del Grupo Punta Carnero, la **Formación Las Bermúdez** cuenta con descripciones de cuerpos con poca continuidad lateral de conglomerados, areniscas, lutitas y calizas, embebidos en una matriz arcillo-arenosa; destaca en la zona inferior un cuerpo alóctono de caliza coralina perteneciente a la Caliza Los Bagres (CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002); bolas de arenisca calcárea, olistolitos y bloques exóticos en matriz lodosa; estructuras de deslizamiento y pliegues *slump* reconocidos a lo largo de la secuencia.

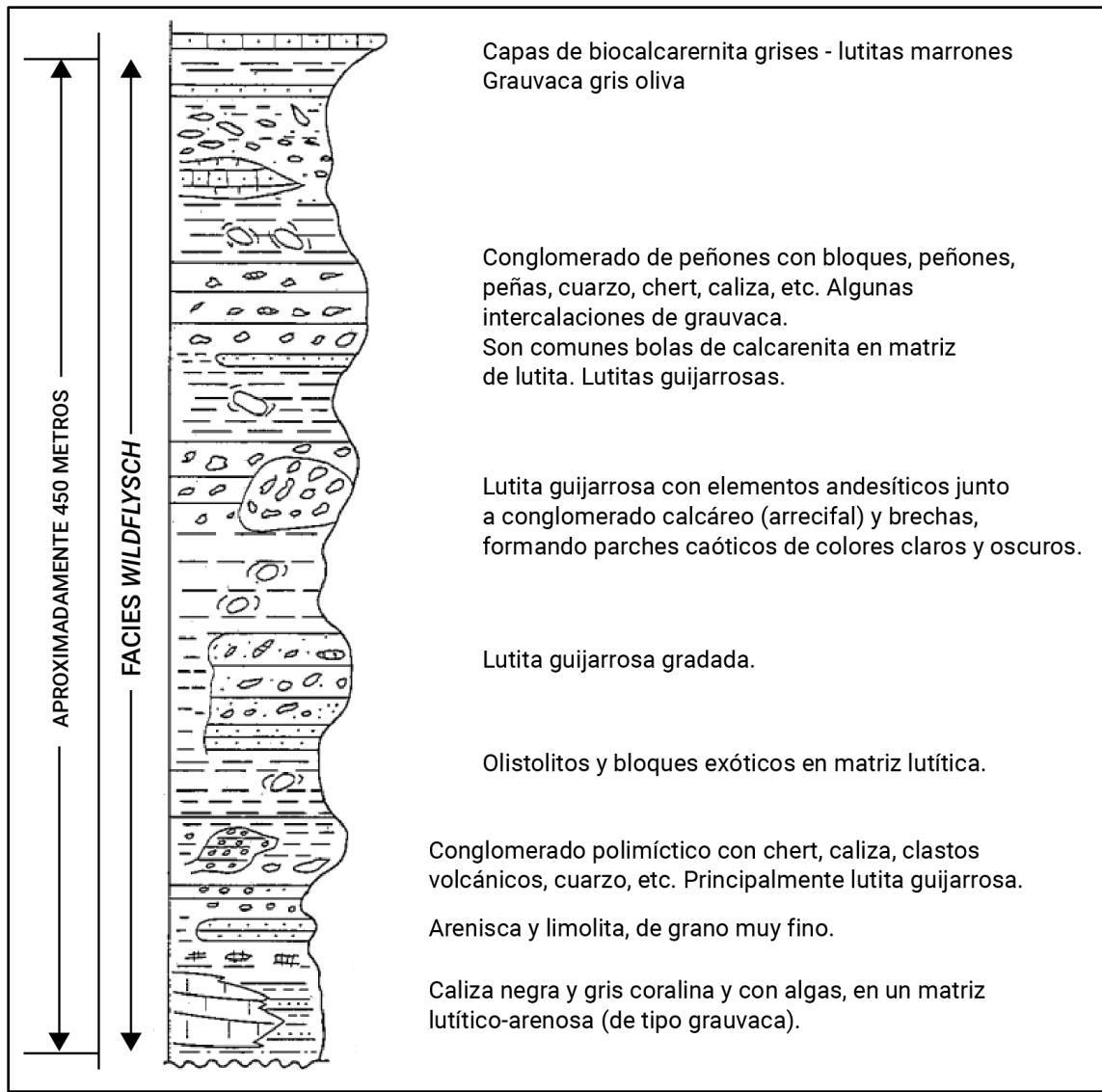


Fig. 80: Columna esquemática realizada por MUÑOZ en 1973. Formación Las Bermúdez, del Grupo Punta Carnero, zona Las Bermúdez-El Manglillo. Modificado de MUÑOZ (1973).

La cantidad de arena y arcilla presente en los *MTD*, son un factor importante para determinar lo lejos que pueden llegar estos depósitos dentro del sistema y sus zonas de origen (*staging areas*). Los depósitos de transporte de masa cuya matriz es una mezcla de arena y lodo, como es el caso, no suelen viajar tan lejos como lo haría un depósito de grano más fino (principalmente arcilla) y por ende, las zonas de origen pertenecen a la plataforma exterior o al talud superior. En las zonas del talud medio o más distales, los *MTD* son propensos a contener más lodo; esto se debe a que el lodo proporciona una mayor cohesión, la cual limita la transformación de un flujo laminar a uno turbulento (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011).

Estos *MTD* pueden existir en cualquier entorno en el que los taludes sean inestables y ser ocasionados por movimiento súbito del fondo marino en respuesta a fenómenos sísmicos, rápida sedimentación asociada a los deltas del borde de la plataforma, descensos relativos del nivel del mar, sobreelevación de taludes como resultado del movimiento de fallas, entre otros.

A escala regional, la inestabilidad de la plataforma y del talud tiende a favorecerse con niveles bajos relativos del mar. Cuando el nivel del mar desciende, la base de las olas baja y puede afectar directamente a la plataforma exterior y al talud superior, generando un desequilibrio en estos lugares y causando depósitos de transporte de masa. También, cuando el nivel del mar baja, los depósitos marinos marginales se desplazan hacia la plataforma exterior en asociación con el proceso de regresión forzada. Aquí, Las tasas de sedimentación en la plataforma exterior y en el talud superior son mayores, lo que puede crear condiciones de desequilibrio y fallos en el talud, asociados a la inclinación excesiva y a la carga que experimenta el talud superior (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011).

El volumen de los *MTD* puede variar enormemente en espesor y cubrir decenas de miles de kilómetros cuadrados de superficie. Suelen desarrollar una batimetría inicial que posteriormente influye en la sedimentación en entornos de aguas profundas (SHANMUGAM, 2000; MARR *et al.*, 2001; POSAMENTIER Y KOLLA, 2003; MOSCARDELLI *et al.*, 2004; en MOSCARDELLI *et al.*, 2006). Estudios cuantitativos de varios parámetros geomorfológicos en deslizamientos submarinos situados en diferentes entornos tectónicos del talud continental de los Estados Unidos (Oregón, California, Golfo de México y Nueva Jersey), se estableció que, la inclinación de la ladera adyacente a donde se produce el *MTD* tiende a ser inversamente proporcional a la longitud de escurrimiento del mismo, y que la sedimentación, la erosión y la geología local son factores más importantes a la hora de determinar la ubicación y la morfología de este tipo de depósitos, que sólo factores como la pendiente o la proximidad a zonas sísmicas (MCADDOO *et al.*, 2000; MOSCARDELLI *et al.*, 2006).

Un evento como este, deja como evidencia cicatrices arqueadas que pueden observarse en la ruptura entre la plataforma y el talud, y su expresión depositacional puede variar desde lóbulos y láminas, hasta relleno de canales (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011). Es común también que se presenten en forma de “lengua” (SHANMUGAM, 2021).

Algunos ejemplos de depósitos *MTD* alrededor del mundo que ocupan porcentajes elevados de las secuencias depositacionales son: el sistema Brazos Trinity, en el noroeste del Golfo de México, con un 50% y 60% de la secuencia compuesta por depósitos de transporte de masa; en las aguas profundas de Brunéi, constituyendo el 50% de las secuencias depositacionales; frente a las costas del río Nilo, representan una media del 50% de las secuencias y, en algunas zonas, conforman hasta el 90%; y frente a las costas del este de Trinidad, donde constituyen el 50% de las secuencias depositacionales cuaternarias (BEAUBOUF *et al.*, 2003; MCGILVERY & COOK, 2003; NEWTON *et al.*, 2004; C. SHIPP, 2004; en WEIMER & SLATT, 2007).

Desde el punto de vista de la prospección petrolera, los *MTD* rara vez son yacimientos primarios, sin embargo, constituyen aspectos importantes del relleno sedimentario de aguas profundas, pueden ser excelentes sellos regionales (POSAMENTIER & MARTINSEN, 2011) y su distribución en el subsuelo poco profundo es un factor importante a identificar en cualquier evaluación de riesgos de perforación (WEIMER & SLATT, 2007).

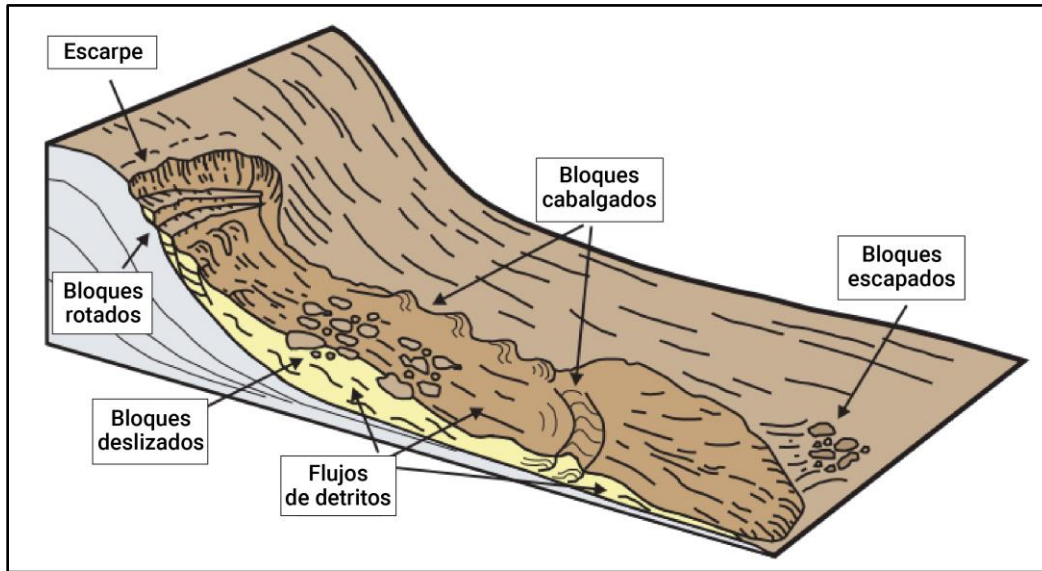


Fig. 81: Figura esquemática con las diferentes facies de *MTD*. Modificado de WEIMER & SLATT (2007).

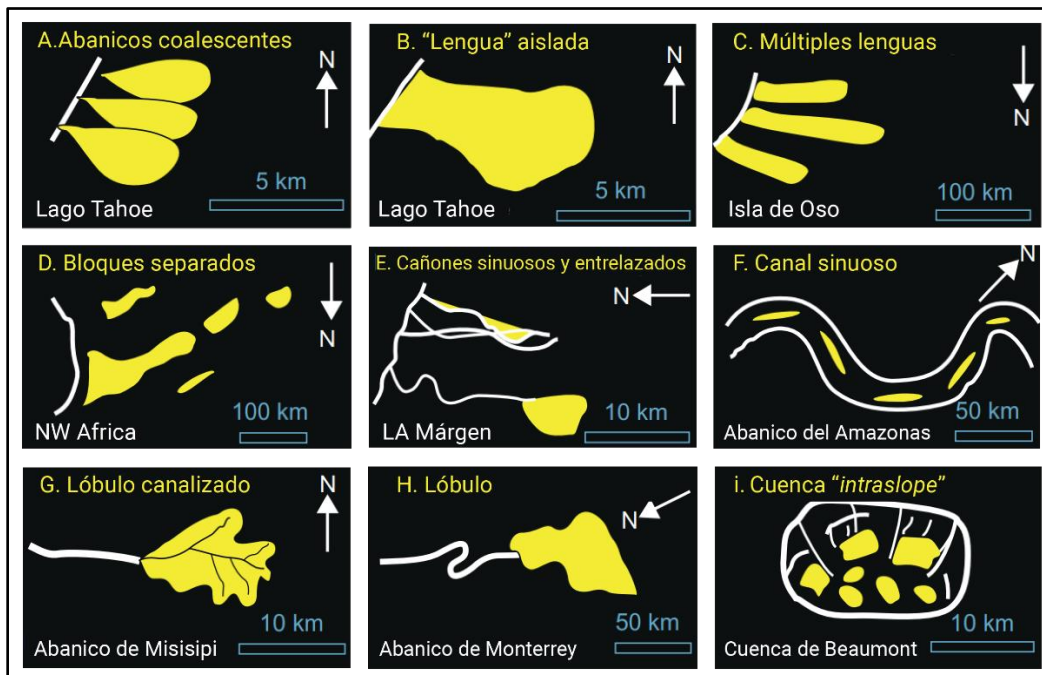


Fig. 82: Entornos depositacionales de *MTD* compuestos mayoritariamente por detritos (*debrites*). Tomado y modificado de SHANMUGAM (2021).

6.2.3. Depósitos carbonáticos

Gran parte de la litología del Grupo Punta Carnero está constituida por carbonatos que muestran evidencias de haber sido transportados por corrientes. Existen 2 depósitos principalmente carbonáticos que destacan, ambos en la sección estratigráfica el Grupo Punta Carnero, los cuales presentan dos clases de “material bioclástico”; el llevado al fondo del mar desde áreas cercanas a la costa o desde zonas someras de la plataforma continental, y aquel material encontrado en el fondo del mar, con evidencias de transporte, como estructuras sedimentarias de laminación cruzada o paralela, reflejando desplazamiento y retransporte dentro de la misma cuenca profunda. (MUÑOZ, 1973; CONTRERAS, 2002).

- **C1:** Se encuentra suprayacente al *MTD* del Grupo Punta Carnero, y marca el inicio de la Formación El Dátil (primer nivel de orbitoides). Esta formación se caracteriza principalmente por lutitas pelágicas y hemipelágicas. Sin embargo, hacia su base es posible encontrar la facies L-Z, que presenta tanto carbonatos de foraminíferos planctónicos (origen pelágico) como carbonatos de foraminíferos grandes y algas rojas (origen de plataforma) con lutitas y láminas de arenisca. Esta configuración refleja material de plataforma (somero) y material terrígeno que por efecto de flujos gravitacionales fue transportado hasta zonas batiales, conviviendo junto a sedimentos pelágicos (CONTRERAS, 2002).
- **C2:** Estos depósitos se encuentran a lo largo de toda la Formación Punta Mosquito, al tope de la sección del Grupo Punta Carnero. Luego de los espesores importantes de lutita depositados en la Formación El Dátil, suprayacente a este se deposita la facies LIL-Z, donde predominan capas de limolita, lutita y algunas areniscas calcáreas, intercaladas con capas de carbonatos de características muy similares a las del depósito C1. Aquí, predominan carbonatos de foraminíferos grandes y algas rojas, existiendo también carbonatos de foraminíferos planctónicos y carbonatos lodosos (CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002). Estos depósitos indican las mismas características de transporte que C1, a diferencia de presentar un aporte de siliciclásticos con tamaño de grano.

Otra forma de corroborar el carácter transportado de estos depósitos es partir de CONTRERAS (2002), quien registra en el Grupo Punta Carnero la aparición de huellas de *Paleodictyon sp.*, *Spirorhappe sp.*, *Nereites sp.* y *Lorenzina sp.*, las cuales pertenecen a la icnofacies Nereites, que indican un ambiente marino profundo, en la zona de planicie abisal con profundidad superior a los 2.000 m. Esta descripción contrasta con POMAR (2001), quien en su trabajo de “Tipos de Plataformas Carbonáticas”, otorga la producción de foraminíferos grandes y algas rojas a la zona eufótica-oligofótica, lo que considera apenas profundidades aproximadas entre 30-150 m, y condiciones específicas de luz y de plataforma. Para el Caribe, estos organismos llegarían a apenas un máximo de 100 m de profundidad, por lo tanto, no proliferan en aguas turbulentas (G. SOTO, comunicación personal, 6 de octubre de 2023).

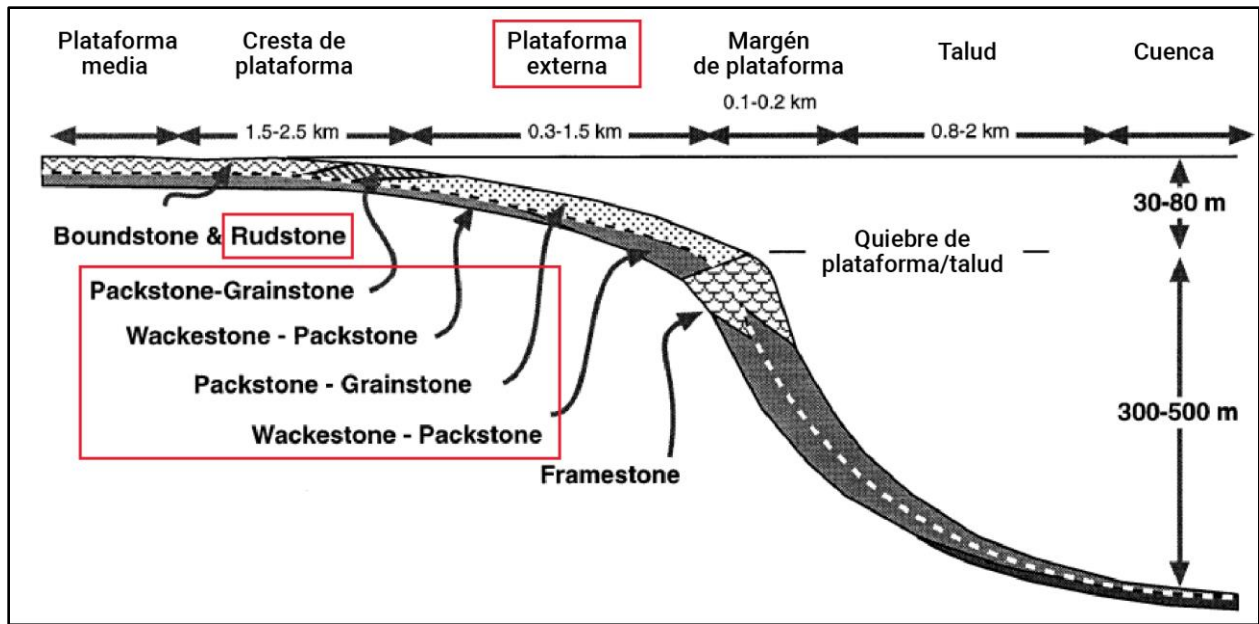


Fig. 83: Esquema ilustrando las distintas zonas de la plataforma, talud y cuenca, con sus depósitos carbonáticos asociados. En los cuadros rojos, la plataforma externa y depósitos carbonáticos mencionados por CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002) en sus estudios petrográficos. Ejemplo del arrecife “Capitán” del Pérmico Superior en Nuevo México y Texas. Tomado y modificado de POMAR (2001).

Estos depósitos principalmente carbonáticos, siempre se encuentran junto a evidencias de *MTD*. En el caso de C1, se deposita justo por encima del evento más importante de transporte de masa del Grupo Punta Carnero. Para el depósito C2, MUÑOZ (1973) CAMPOS & GUZMÁN (2002) y CONTRERAS (2002), describen unidades de deslizamiento y pliegues *slump* dentro de la secuencia.

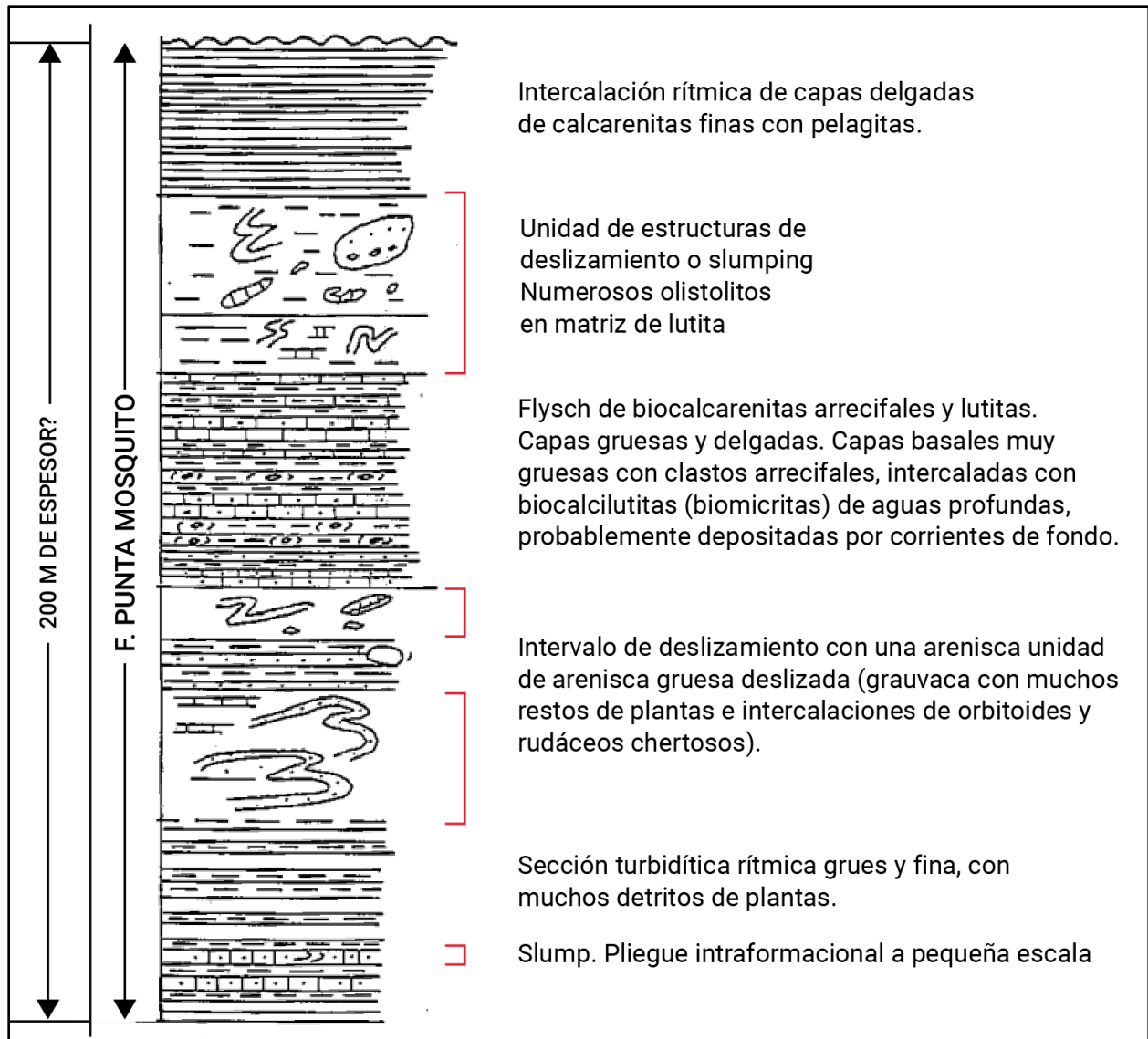


Fig. 84: Columna esquemática de la Formación Punta Mosquito. En rojo, los depósitos *MTD* dentro de la secuencia principalmente carbonática C2. No se indica espesor exacto. Modificado de MUÑOZ (1973).

La presencia de ambos depósitos (*MTD* y carbonatos) es un reflejo directo de movimientos de masa provenientes principalmente desde la zona exterior de la plataforma, ocurriendo el proceso continuo intergradacional de POSAMENTIER & MARTINSEN (2011), donde un movimiento de masa inicial puede pasar desde un deslizamiento hasta un flujo detritos con un flujo turbulento transitorio, el cual se encuentra cargado de material carbonático con contenido faunal típico de ambientes someros. Estos sedimentos, en su descenso hacia zonas batiales-abisales, coexisten ahora con carbonatos y siliciclásticos de ambientes marino profundo, presentando características típicas de turbiditas.

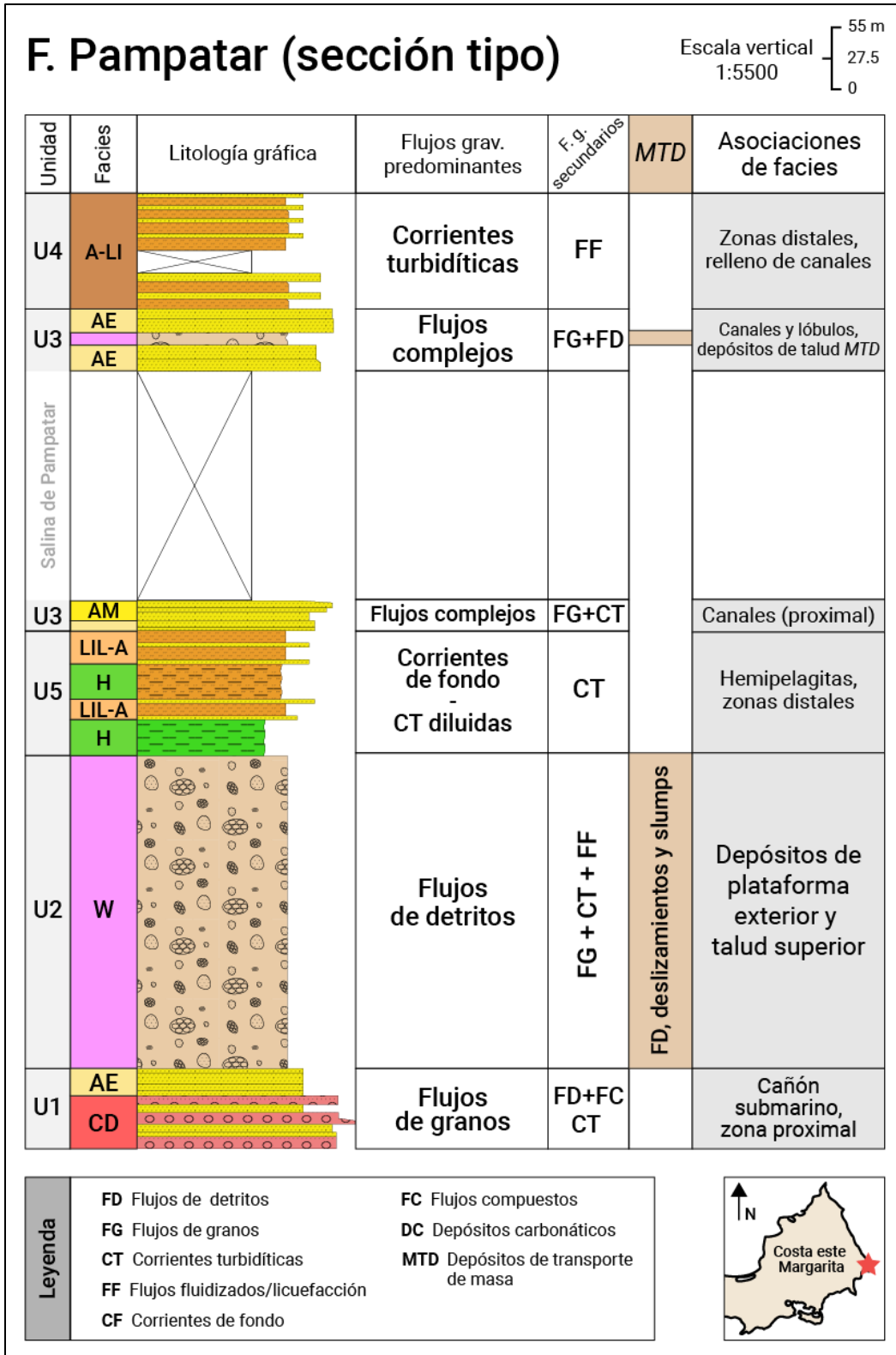


Fig. 85: Columna esquemática de la sección tipo de la Formación Pampatar, mostrando sus unidades, facies, flujos gravitatorios de sedimento predominantes y secundarios, depósitos de masa (*MTD*) y las posibles zonas depositacionales de las facies dentro del sistema.

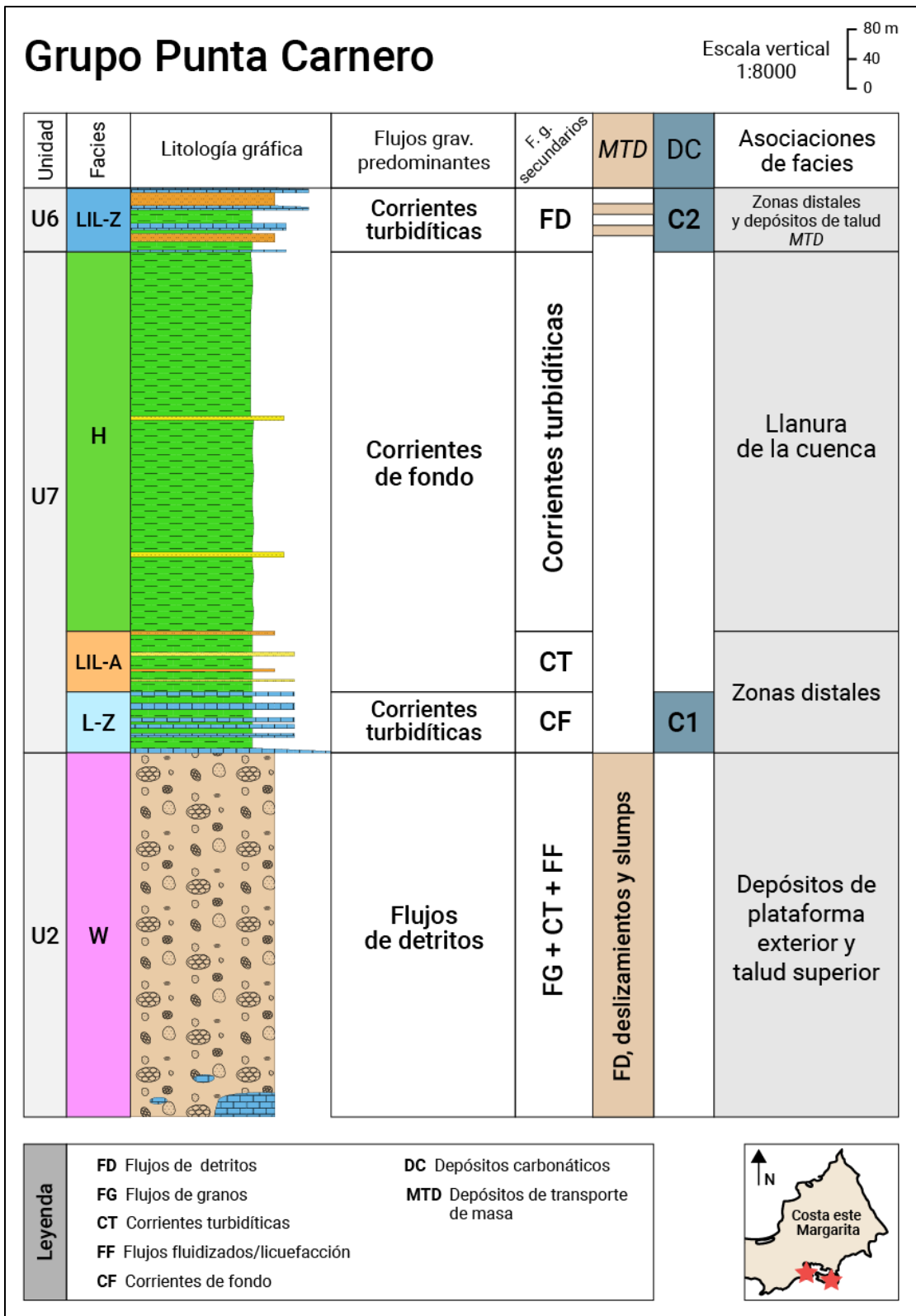


Fig. 86: Columna esquemática del Grupo Punta Carnero, mostrando sus unidades, facies, flujos gravitatorios de sedimento predominantes y secundarios, depósitos de masa (MTD), depósitos carbonatos (DC) y las posibles zonas depositacionales de las facies dentro del sistema.

6.3. MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL *FLYSCH* EOCENO DE LA ISLA DE MARGARITA

El *Flysch* de la Isla de Margarita, se depositó en un ambiente de aguas profundas desde el Eoceno Medio hasta el Eoceno tardío, dentro de un marco tectónico complejo producido en la zona de retroarco de la placa Caribe, siendo las fuentes de sedimento el prisma de acreción generado por la subducción Atlántica, bloques del arco magmático de las Antillas Menores y sedimentos carbonáticos provenientes de la misma isla y otras islas cercanas emergentes o casi emergentes para ese tiempo, y posiblemente una plataforma carbonática en la periferia de las napas de Villa de Cura.

El modelo sedimentológico se encuentra dividido en 4 etapas dentro del área de 20 km donde prevalecen actualmente los depósitos del *Flysch*. Las primeras tres etapas abarcan el Eoceno Medio, cuando ocurre el depósito de transporte de masa más importante en la región y el momento en el que se deposita la Formación Pampatar por completo e inician los depósitos carbonáticos de la Formación el Dátil en el Grupo Punta Carnero, los cuales posteriormente alcanzan una mayor distalidad y profundidad dentro del sistema. La última etapa sucede durante el Eoceno Medio y el Eoceno Superior, donde se depositan las turbiditas carbonáticas de la Formación Punta Mosquito.

Para este modelo, el aporte de sedimentos se considera atribuido principalmente a la actividad tectónica inherente al área de estudio para el tiempo geológico indicado.

- Eoceno Medio

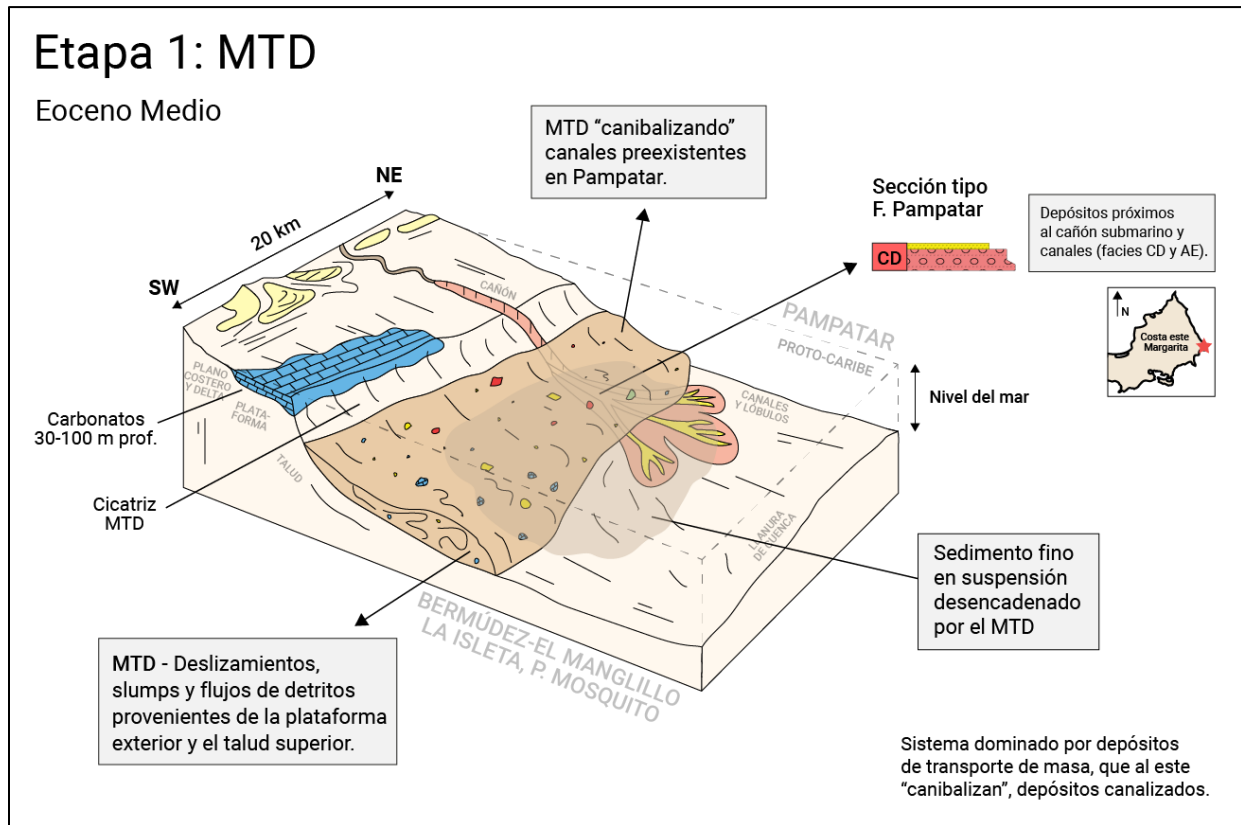


Fig. 87: Etapa 1 del modelo sedimentológico. Eoceno Medio. Sistema controlado por depósitos de transporte de masa (*MTD*), que al noreste "canibalizan" depósitos canalizados. Modificado de READING & RICHARDS (1994).

- **Etapa 1:** Depósitos de transporte de masa (*MTD*)

Esta etapa está marcada por los depósitos de transporte de masa más importantes en la región, los cuales dejan registros en ambos extremos de la zona de estudio. Para este momento, en Pampatar, ya existían evidencias anteriores al *MTD* de depósitos transportados por flujos de granos y corrientes turbidíticas, indicando zonas de cañones submarinos y canales (facies CD, AE; incluso la facies A-LI en Punta Moreno, típica turbidita distal), los cuales fueron "canibalizados" por el depósito de transporte de masa. La composición principalmente arcillo-arenosa de estos depósitos indican una procedencia desde la plataforma exterior y el talud superior; estos descienden erosionando el sustrato y dejando cicatrices en la superficie del talud y en el piso de la cuenca. Estos movimientos de masa, promueven el descenso de carbonatos de plataforma y colocan una gran cantidad de sedimentos finos en suspensión en el ambiente marino.

Esta etapa representa el momento de mayor inestabilidad en el sistema, depositando un arreglo caótico de cuerpos litológicos dentro de una matriz arcillo-arenosa, movilizados principalmente por deslizamientos, slumps y flujos de detritos.

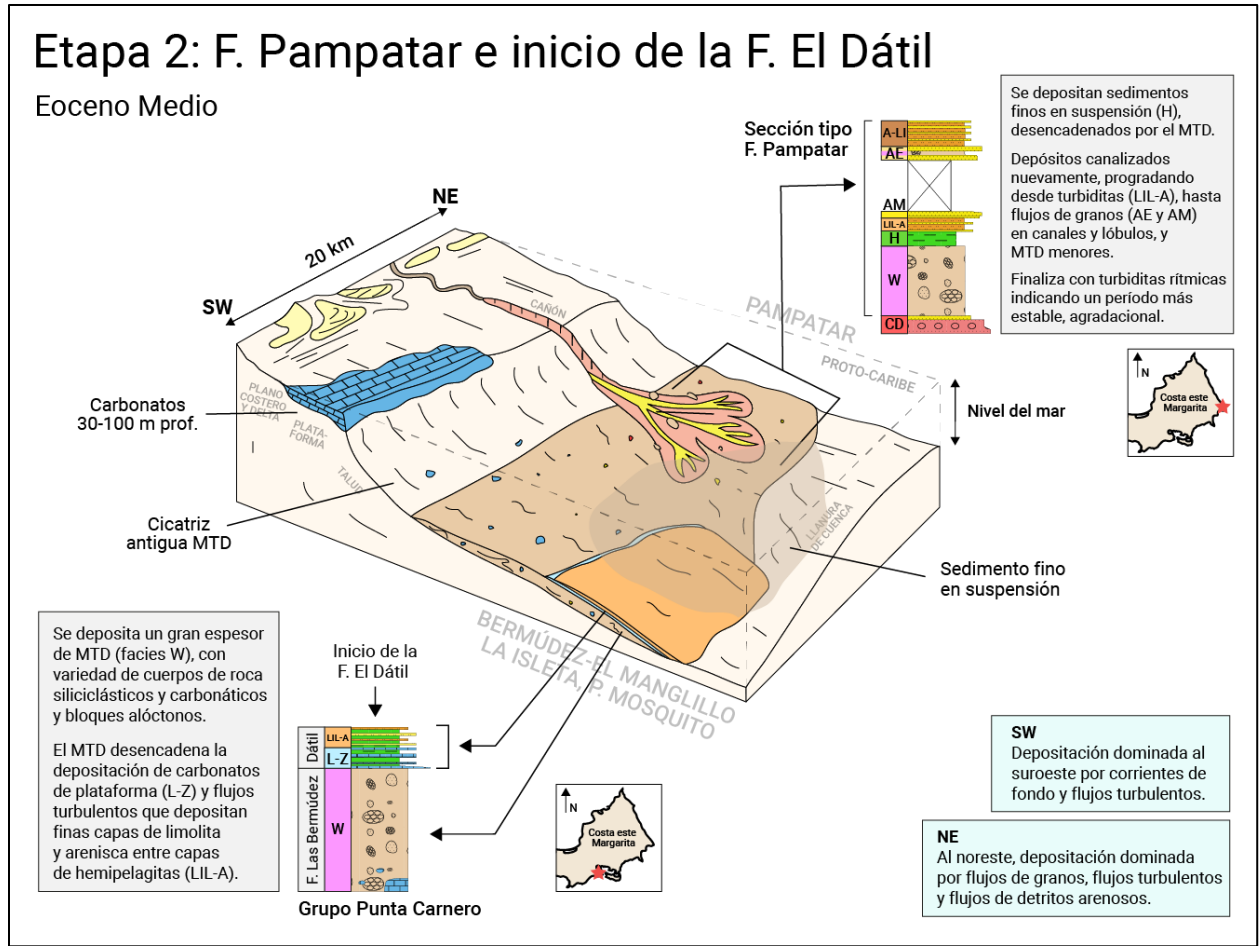


Fig. 88: Etapa 2 del modelo sedimentológico. Eoceno Medio. Sistema controlado al suroeste por depósitos distales carbonáticos, y al noreste depósitos canalizados. Modificado de READING & RICHARDS (1994).

- **Etapa 2:** Formación Pampatar e inicio de la Formación El Dátil

Durante el mismo Eoceno Medio, ocurre la deposición de toda la sección estratigráfica de la Formación Pampatar, la cual, luego del depósito de transporte de masa (facies W), revela una secuencia progradante de abanico submarino, que va desde hemipelagitas (facies H y facies LIL-A) hasta arenas, de canales en zonas medias a proximales y lóbulos de arena (facies AM, AE, AD y AC). Esta progradación indica que, a pesar de haber sufrido un evento de transporte de masa importante, en Pampatar, continúa la canalización y el transporte a través de flujos de granos, corrientes turbidíticas e incluso flujos de detritos arenosos. Por último, en esta sección, se encuentran turbiditas clásicas, representadas por la intercalación rítmica de areniscas y limolitas, en capas delgadas (facies A-LI), denotando un período de mayor estabilidad tectónica para la región, permitiendo una disposición agradante de la secuencia en zonas distales del abanico.

En la base del Grupo Punta Carnero, se deposita la Formación Las Bermúdez con un espesor de casi 500m de *MTD* (facies W), el cual presenta un mayor componente carbonático que el registro *MTD* de Pampatar; incluso en su base, se encuentra más de un bloque alóctono de caliza coralina proveniente de la “Caliza Los Bagres”. Suprayacente al depósito de transporte de masa, la secuencia continúa con el inicio de la Formación El Dátil, marcado por carbonatos de plataforma continental y de aguas profundas, intercalados con lutitas hemipelágicas (facies L-Z). Tanto los carbonatos como las lutitas, son un reflejo de la capacidad de los depósitos de transporte de masa para promover el traslado de sedimentos desde la plataforma hasta el fondo del mar, y de colocar sedimentos finos en suspensión que decantan a posterior. El descenso de estos carbonatos desde la zona eufótica-oligofótica, a través de corrientes de turbidez, causa su retrabajo y los coloca en convivencia con carbonatos ricos en foraminíferos planctónicos. Una vez asentados los carbonatos, la secuencia se presenta más siliciclástica, ahora con lutitas intercaladas con capas delgadas de limolita y arenisca en ocasiones calcárea (facies LIL-A). A partir de este momento, empiezan a predominar depósitos producto de escorrentía terrestre, corrientes de fondo y corrientes turbidíticas diluidas, señalando cada vez zonas más distales y profundas dentro de la cuenca.

- **Eoceno Medio (etapa tardía)**

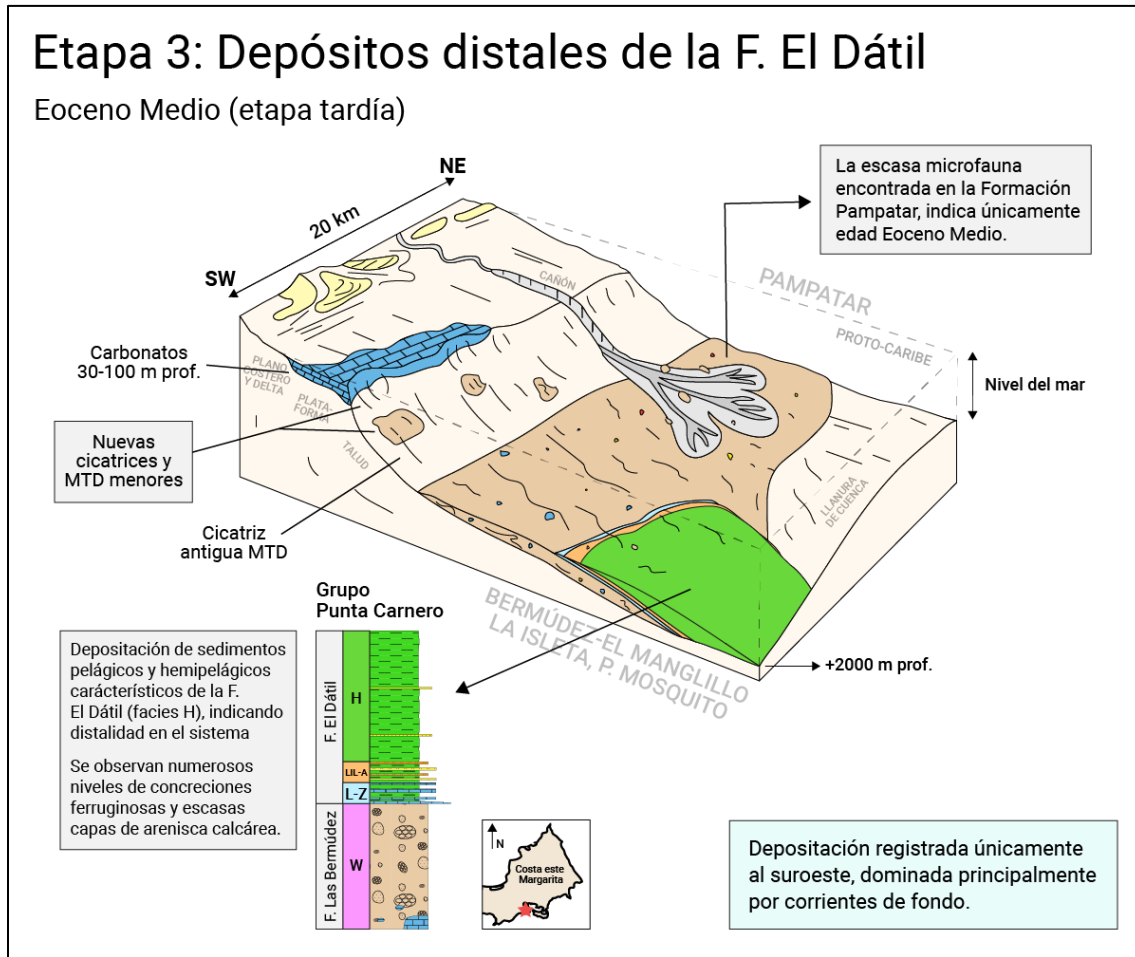


Fig. 89: Etapa 3 del modelo sedimentológico. Momento tardío del Eoceno Medio. Sistema controlado por depósitos pelágicos y hemipelágicos, distales y de llanura de cuenca. Modificado de READING & RICHARDS (1994).

- **Etapa 3:** Depósitos distales de la Formación El Dátil.

Para la sección estratigráfica de la Formación Pampatar, no se cuentan con registros contundentes sobre fauna o microfauna de edades posteriores al Eoceno Medio.

El Grupo Punta Carnero sigue su deposición durante una etapa tardía del Eoceno Medio, con las lutitas pelágicas y hemipelágicas (facies H) características de la Formación El Dátil. Las lutitas se intercalan esporádicamente con capas delgadas de arenisca calcárea y presentan numerosos niveles de concreciones ferruginosas que indican superficies con mínima sedimentación de clásticos. La presencia de icnofósiles de icnofacies Nereites, tales como *Paleodictyon sp.*, *Spirorhaphes sp.*, *Nereites sp.* y *Lorenzina sp.*, determinan profundidades que pueden ser mayores a los 2000m. El aumento de profundidad y espesor de lutitas hacia el tope, evidencian que la Formación el Dátil, se vuelve cada vez más distal, llegando a zonas donde el

transporte sucede prácticamente solo por corrientes de fondo, en un marco tectónico más estable.

Una vez depositada la Formación El Dátil, nuevos depósitos de transporte de masa a menor escala y corrientes turbidíticas, señalan una reactivación en los procesos tectónicos, que posteriormente depositarían las turbiditas carbonáticas de la Formación Punta Mosquito, al tope del Grupo Punta Carnero.

- Eoceno Medio - Eoceno Tardío

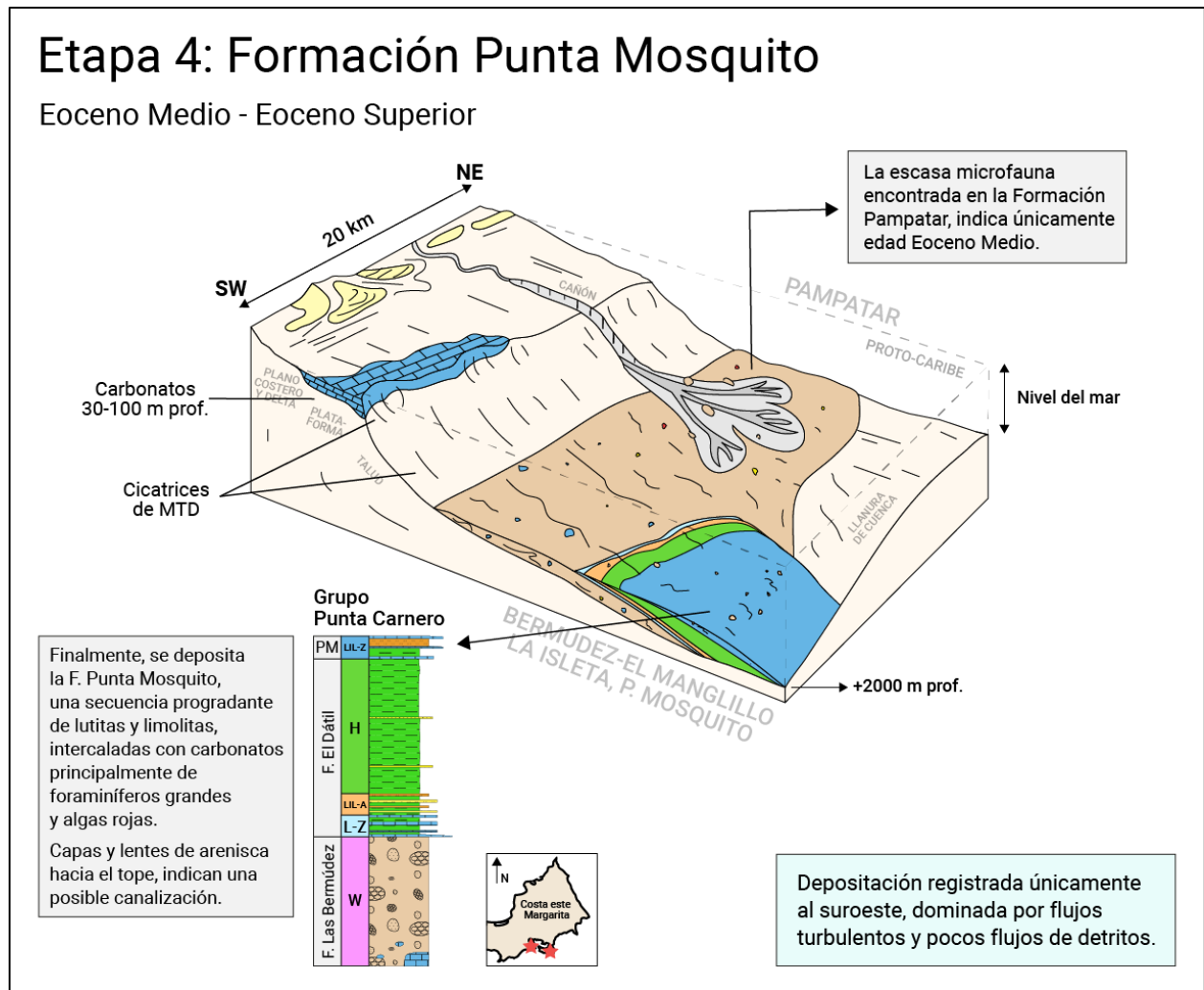


Fig. 90: Etapa 4 del modelo sedimentológico. Eoceno Medio-Eoceno tardío. Sistema controlado por carbonatos de plataforma continental y flujos de detritos. Modificado de READING & RICHARDS (1994).

- **Etapla 4:** Formación Punta Mosquito

La última formación encontrada al tope del Grupo Punta Carnero, es la Formación Punta Mosquito, compuesta principalmente de carbonatos ricos en foraminíferos grandes y algas rojas intercalados con lutitas y limolitas (facies LIL-Z), depositada a profundidades similares a las de la Formación El Dátil. En esta secuencia se encuentran evidencias de *MTD* menores, pudiendo promover los carbonatos de plataforma encontrados aquí. Otro medio de transporte de los sedimentos ocurrió a través de corrientes turbidíticas que no solo aportaron siliciclásticos, sino que también, retrabajaron los clastos carbonáticos, los cuales presentan secuencias BOUMA. Hacia el tope de la Formación Punta Mosquito la secuencia continúa progradando, presentando lentes y capas de arenisca, demostrando un aumento en los procesos tectónicos y dando indicios de una posible canalización. Cabe destacar que, la Formación Punta Mosquito, es descrita como muy tectonizada y deformada.

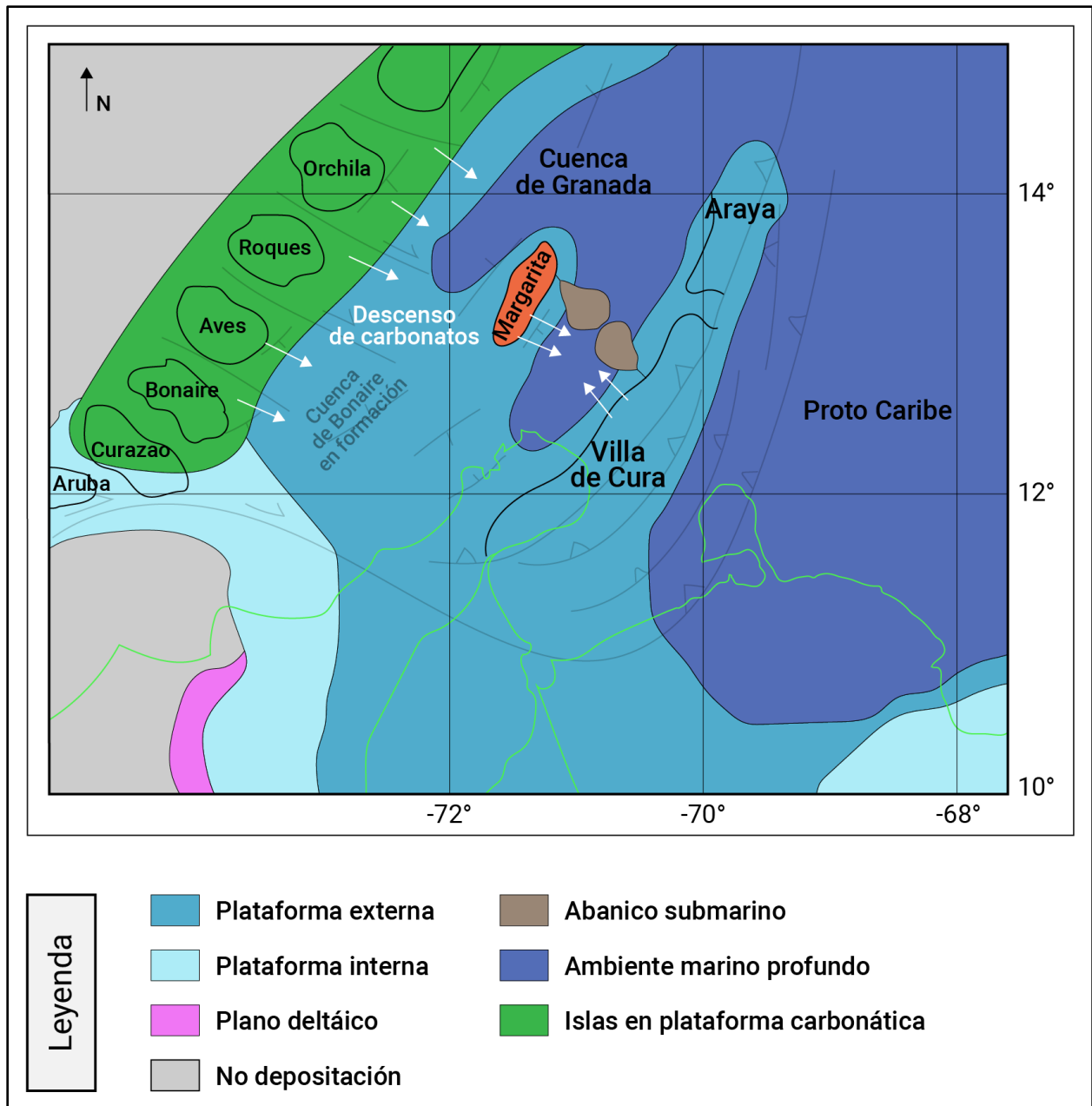


Fig. 91: Esquema de la paleogeografía del Eoceno Medio al norte de Sudamérica, mostrando el descenso de carbonatos desde zonas emergentes o casi emergentes, y abanicos submarinos que alimentaron los depósitos de ambiente marino profundo del *Flysch* de la Isla de Margarita. Cuadrícula con coordenadas de latitud y longitud retrodeformadas, con posiciones relativas de las placas tectónicas. Los contornos de los accidentes geográficos están en posiciones restauradas. Modificado de PINDELL *et al.* (1998).

6.3.3. Discusión

Este modelo expresa los procesos sedimentológicos de una manera simplificada y de forma local. Entendiendo el marco regional estructural para el Eoceno Medio en la zona de estudio, se puede decir que la configuración de los depósitos es más compleja de lo que se puede llegar a interpretar. Dicho esto, existen varios puntos a discutir con respecto a la disposición de los elementos en el sistema, así como su ubicación relativa en el tiempo.

1. El modelo fue explicado a partir de las edades definidas por los trabajos más actualizados sobre el *Flysch* (MORENO & CASAS, 1986; CASAS *et al.*, 1995; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002), pero de igual forma existen discrepancias con respecto a la edad de los depósitos y la correlación en el tiempo entre la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero, en gran parte debido a las corrientes de turbidez que afectaron considerablemente el contenido faunal de la Formación Pampatar. Entendiendo esto, los eventos de transporte de masa, pueden funcionar como indicadores de un momento de mayor inestabilidad tectónica para toda la región, el cual deja registro en ambas secciones estratigráficas de la zona estudiada.
2. En este trabajo, la tectónica se considera como el principal promotor de los depósitos del *Flysch* de la Isla de Margarita, sin embargo, dada la naturaleza y composición de los mismos, también pudieron ser promovidos por transgresiones y regresiones. Si efectivamente los depósitos de la Formación Pampatar pertenecen únicamente al Eoceno Medio, el *MTD* y canales progradantes posteriores producidos en esta zona, indicarían principalmente una regresión para ese momento en el tiempo. En el Grupo Punta Carnero, el paso del *MTD*, a depósitos hemipelágicos y pelágicos, señalaría un momento transgresivo para una etapa tardía del Eoceno Medio. Dicho esto, la existencia de diferencias en cuanto a las edades de los depósitos puede afectar esta interpretación. CAMPOS & GUZMÁN (2002), en su trabajo especial de grado sobre estratigrafía secuencial, ofrecen una visión más ampliada de las posibles variaciones del nivel del mar de forma local; sin embargo, hay que recordar que la estratigrafía secuencial nace a partir de modelos que solo contemplan márgenes pasivos, lo cual no es nuestro caso.
3. Se desconoce la extensión y variación lateral del *MTD* entre las secciones del Grupo Punta Carnero y la Formación Pampatar. En el modelo, estos depósitos se simplifican como un gran movimiento de masa inducido por el momento de mayor inestabilidad tectónica en la región para el Eoceno Medio. Al no contar con información de su disposición lateral y su morfología original, entra la posibilidad de que estos grandes eventos *MTD* sean más de uno y que además, cuenten con morfologías variadas, tales como las que indica SHANMUGAM (2006) a partir de observaciones de depósitos de transporte de masa actuales en el mundo.
4. La distancia utilizada en el modelo, es la separación actual entre las secciones del Grupo Punta Carnero y la Formación Pampatar, en la Isla de Margarita. Cabe la posibilidad que estos depósitos hayan tenido una distancia original entre ellos diferente (mayor o menor), antes de haber sido emplazados y llevados hasta la posición actual de la isla donde permanecen desde el Mioceno (PINDELL *et al.*, 1998).

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. CONCLUSIONES

- Se corrobora que los depósitos del *Flysch* Eoceno de la Isla de Margarita revelan dos secuencias estratigráficas depositadas en un ambiente de aguas profundas, cuyas fuentes de sedimento incluyen el prisma de acreción de la subducción Atlántica, bloques del arco magmático de las Antillas Menores y sedimentos carbonáticos provenientes del prisma de acreción, las islas emergentes y la plataforma continental.
- Al comparar las columnas estratigráficas en ambas secuencias, (Formación Pampatar y Grupo Punta Carnero) descritas por los principales autores utilizados para realizar este estudio (MUÑOZ, 1973; CAMPOS & GUZMÁN, 2002; CONTRERAS, 2002), pueden definirse 8 unidades informales que presentan concordancias entre los autores; que son:
 - **Unidad 1:** Secuencia caótica.
 - **Unidad 2:** Conglomerado y areniscas.
 - **Unidad 3:** Areniscas.
 - **Unidad 4:** Intercalación de areniscas, limolitas y lutitas.
 - **Unidad 5:** Alternancia monótona de areniscas y limolitas.
 - **Unidad 6:** Lutitas.
 - **Unidad 7:** Calizas intercaladas con limolitas y lutitas.
- Entre las secciones estratigráficas de ambas secuencias (Formación Pampatar y Grupo Punta Carnero), se definen un total de 11 facies sedimentarias las cuales pueden asociarse a flujos gravitacionales de sedimento y movimientos de masa, típicos de ambientes dominados por depósitos de aguas profundas.
- Las facies identificadas, se depositaron en aguas profundas principalmente a partir de flujos de detritos, corrientes de fondo (hemipelagitas y pelagitas) y flujos turbulentos (corrientes turbidíticas), y en menor proporción por flujos de granos, así como evidencias de flujos fluidizados.
- En ambas secuencias estratigráficas (Formación Pampatar y Grupo Punta Carnero) prevalecen en su base espesores importantes de depósitos de transporte de masa (*MTD*). Estos incluyen deslizamientos, slumps y flujos de detritos, que cuya composición arcillo-arenosa indican una procedencia desde zonas de la plataforma exterior y el talud superior. En el Grupo Punta Carnero, los *MTD* conforman el 40% de la secuencia, mientras que en la sección tipo de la Formación Pampatar (Punta Gorda) representan el 30% de la columna estratigráfica.
- En el Grupo Punta Carnero se encuentran 2 depósitos carbonáticos representativos (C1 y C2) donde prevalecen tanto carbonatos de plataforma (foraminíferos grandes y algas rojas) como carbonatos producidos en el fondo del mar (foraminíferos planctónicos, carbonatos lodosos), indicando una mezcla entre depósitos de aguas profundas y depósitos de plataforma continental, estos últimos

desencadenados principalmente por los *MTD* que desplazan grandes cantidades de masa desde las zonas de la plataforma exterior.

- El modelo sedimentológico se divide en 4 etapas que comprenden el Eoceno Medio al Eoceno Superior; la primera determinada por el momento de mayor inestabilidad tectónica en la región representada por los depósitos de transporte de masa (*MTD*) más importantes encontrados en ambas secuencias (formación Pampatar y Grupo Punta Carnero); la segunda, por la depositación de la Formación Pampatar comprendida por un abanico submarino progradante, y la depositación inicial de la Formación Las Bermúdez del Grupo Punta Carnero; en la tercera etapa, termina de depositarse la Formación Las Bermúdez, a partir de un gran espesor de pelagitas características de ambientes distales; y la cuarta etapa caracterizada por turbiditas carbonáticas con evidencias de depósitos de transporte de masa (*MTD*), de la Formación Punta Mosquito.
- La depositación de la formación Pampatar estuvo dominada por un cañón submarino que aportaba sedimentos a canales progradantes en zonas proximales, medias y distales de un abanico submarino.
- En el Grupo Punta Carnero, la depositación estuvo dominada por depósitos de transporte de masa, que promueven el descenso carbonatos desde la plataforma, y depósitos pelágicos que indican zonas más distales y profundas del sistema.

7.2. RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar análisis bioestratigráficos actualizados para producir resultados contundentes acerca de las edades de la Formación Pampatar y el Grupo Punta Carnero, y que los mismos sean consensuados por la comunidad geológica del país.
- Se recomienda realizar una extracción de núcleos que permitan visualizar los cambios verticales de las secuencias largo de las zonas de estudio, para poder contar con las variaciones incluso a milímetros de las capas, lo cual podría brindar información útil para definir de forma detallada los flujos gravitacionales de sedimento generadores de los depósitos del *Flysch*.
- Se recomienda realizar un estudio geológico minucioso de los depósitos de transporte de masa encontrados en la región, en búsqueda de entender mejor su origen y configuración, actualizar la información actual y utilizarla como apoyo para identificar y estudiar depósitos como estos presentes en el registro estratigráfico de nuestro país.
- Se recomienda aplicar la sísmica 2D y 3D como una herramienta para entender la configuración de los depósitos de transporte de masa y reconocer más de estos si es que existen la zona de estudio.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J. R (1985). Loose-boundary hydraulics and fluid mechanics: selected advances since 1961. Geological Society, London, Special Publications, 18, 28 - 7.
- ALLEN, P. A., HOMEWOOD, P (1986). *Foreland Basins: An Introduction*. International Association of Sedimentologists. Publicación Especial N° 8, p. 3-12.
- ASCANIO, G. (1963). Geología de los cerros de Caiguire, Estado Sucre. Bol Geol (Caracas) Publi. Esp. 5, (3): 1279-1288.
- BEAUBOUEF, R. T., V. ABREU & J. C. VAN WAGONER (2003). Basin 4 of the Brazos-Trinity slope system, western Gulf of Mexico: The terminal portion of a late Pleistocene lowstand systems tract, in H. H. Roberts, N. C. Rosen, R. H. Fillon, and J. B. Anderson, eds., Gulf Coast Section–SEPM Foundation 23rd Annual Bob F. Perkins Research Conference, p. 182–203.
- BELLIZZIA, A. (1986). Sistema montañoso del Caribe - una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. Caracas, VI Congreso Geológico Venezolano. Sociedad Venezolana de Geólogos. Memoria, Torno 10, p. 6657-6836.
- BERMÚDEZ, R. J., & GÁMEZ, H. (1966). Estudio paleontológico de una sección del Eoceno. Grupo Punta Camero de la isla de Margarita, Venezuela. Mem. Soc. Cienc. Nat. La Salle, Tomo Y.XVI, No. 75, 205-259 p.
- BIJU DUVAL, B., MASCLE, A., ROSALES, H., AND YOUNG, G. (1982). Episutural Oligo-Miocene basins along the north Venezuelan margin, in Watkins 1S and Drake, C.L., eds. Studies in Continental Margin Geology: Tulsa American Association of Petroleum Geologists. Memoir 34 p. 347-358.
- BOUMA, A. H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p. Amsterdam.
- CAMPOS C. & GUZMÁN, O. (2002). Estratigrafía secuencial y sedimentología de las facies turbidíticas del flysch eoceno de la Isla de Margarita, Estado Nueva Esparta, Venezuela. UCV-GEO.180 p.
- CASAS J. & MORENO J. (1986). Estudio petrográfico y estadístico de la secuencia Flysch eocena de la isla de Margarita, Estado Nueva Esparta. UCV-GEO. 177 p.
- CASAS, J., MORENO, J. AND YORIS, F. (1995). Análisis tectono-sedimentario de la Formación Pampatar (Eoceno medio), Isla de Margarita, Venezuela. Asociación Paleontological Argentina, Publicación Especial, Paleógeno de América del Sur, 3, 27-33.

- CASAS, J. E. (2022). The Pampatar Formation (Margarita Island, Venezuela), an Eocene rock unit which traveled about 900 km using a conveyor belt called the Caribbean Plate. *Caribbean Journal of Earth Science*, 54, 29-36. ©
- CASTRO M & MEDEROS A. (1985). Litoestratigrafía de la cuenca de Campano. *Bol Info. Asoc. Venezolana de Geol, Min. Petro.* 14 p.
- CHEVALIER, Y. (1987). Les zones internes de la chaîne sud-caraïbe sur le transect ile de Margarita - Península d' Araya (Venezuela). Université de Bretagne Occidentale. France. Theses de Doctorat. 462 p.
- CONTRERAS J. (2002). Modelo sedimentológico para la secuencia eoceno-oligoceno en las cuencas La Blanquilla y Tuy Cariaco y su correlación con el flysch eoceno en la Isla de Margarita. *UCV-GEO.* 261 p.
- CHEVALIER, I. (1987). Les zones internées de la chaîne Sud-Caraïbes sur le Transect Ile de Margarita-Péninsule d'Araya (Venezuela) Pub. UBO-CNRS- INFREMER-ORSTOM-BRGM. Brest, 1987.
- DANIELO, A. (1976). Formes et dépôts littoraux de la côte septentrionale du Venezuela. *Annales de Géographie*, 467: 68-97.
- DICKINSON, W. & SUCZEK, C. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin.* N° 63, v. 1, p. 2164-2182.
- DE. RIVERO, F. de (1956). Grupo Punta Carnero en: *Léxico Estratigráfico de Venezuela*, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Pub. Esp N° 1, pp. 532-535.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1947). Elements of diastrophic history of northeastern Venezuela. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 58(8): 689-702.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1968). Guía de la excursión geológica a la parte oriental de la Isla de Margarita (Estado Nueva Esparta)", *A.V.G.M.P.*, 30 p.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE DE AROZENA, J. & PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.* Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos.
- HESS, H. H. & MAXWELL, J. C. (1949). Geological reconnaissance of the Island of Margarita, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 60(12): 1857-1868.
- JAM, P. & MÉNDEZ AROCHA, M. (1962). Geología de las islas de Margarita, Coche y Cubagua, *Mem. Soc. Cien. Nat. La Salle* N° 61.
- KANE, I. A. & PONTÉN, A. S. M. (2012). Submarine transitional flow deposits in the Paleogene Gulf of Mexico; *Geology.* 40. 10.1130/G33410.1.
- KUENEN, PH H. & MIGLIORINI, C.I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journ. Geol.*, v. 58, pp. 91-,127.

- KUENEN PH H. (1957). Sole markings of graded greywacke beds . Journ. Geol., v. 65, pp. 231-258.
- KUGLER, H. G. (1957). Contribution to the Geology of the Islands of Margarita and Cubagua, Venezuela. Bull. Geol. Soc. Amer., 68: 555-566.
- LEEDER, M. (1982). Sedimentology process and product. George Allen & Unwin (Publishers) Ltd. London. 344 p.
- LORENZ, W. (1949). Contribución a la Geología de la formaciones sedimentarias en la Isla de Margarita. Tesis de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas, 177 p.
- LOWE, D. R. (1982). Sediment gravity flows: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52 (1): 279-297.
- MACSOTAY, O. (1965). Carta faunal de microfósiles correspondientes a las formaciones cenozoicas de la Península de Araya, Estado Sucre. "Geos", Univ. Central de Venezuela., Caracas, 13: 37-49.
- MARR, J. G., HARFF, P. A., SHANMUGAM, G. & PARKER G. (2001). Experiments on subaqueous sandy gravity flows: The role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1377–1386.
- MARTÍNEZ A. R. (1950). Reconocimiento Geológico de la zona de Porlamar. informe topográfico y geológico de la zona de El Yaque, isla de Margarita. UCV-GEO. 117 p.
- MARTINI, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970, 739-785.
- MARTINSEN, O.J. (1989). Styles of soft-sediment deformation on a Namurian delta slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland, in Whateley, M.K.G., and Pickering, K.T., eds., Deltas; Sites and Traps for Fossil Fuels: Geological Society of London, Special Publication 41, p. 167-177.
- MARTINSEN, O.J. & BAKKEN, B. (1990). Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Eire: Geological Society of London, Journal, v. 147, p. 153–164.
- MASLIN, M., OWEN, M., DAY, S., & LONG D. (2004). Linking continental-slope failures and climate change: Testing the clathrate gun hypothesis: Geology, v. 32, no. 1, p. 53–56.
- MCADOO, B. G., PRATSON, L. F. & ORANGE, D. L. (2000). Submarine landslide geomorphology, U.S. continental slope: Marine Geology, v. 169, p. 103–136.

- MCGILVERY, T. A. & COOK, D. L. (2003). The influence of local gradients on accommodation space and linked depositional elements across a stepped slope profile, offshore Brunei, in H. H. Roberts, N. C. Rosen, R. H. Fillon, and J. B. Anderson, eds., Gulf Coast Section–SEPM Foundation 23rd Annual Bob F. Perkins Research Conference, p. 23–55.
- MEZA, L. (2015). Turbiditas. Trabajo final, Cátedra de Sedimentología Especial, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de la Plata, Argentina.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1973). Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition. En: Middleton G.V. & Bouma A.H. (Eds.), Turbidites and deep-water sedimentation; Pacific section, S.E.P.M. Short Course Notes n°1, pp. 1-38, Tulsa.
- MOSCARDELLI, L., WOOD, L. J. & MANN, P. (2004). Debris flow distribution and controls on slope to basin deposition, offshore Trinidad (abs.): AAPG Annual Meeting Program, v. 13, p. A100.
- MOSCARDELLI, L., WOOD, L. & JACKSON, K. (2006). Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. AAPG Bulletin. 90. 1059-1088.
- MOTICKSKA, P. (1972). Geología del Archipiélago de Los Frailes, Mem. VI Conf. Geol. Caribe.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48:269-299.
- MUÑOZ, N. G. (1973). Geología Sedimentaria del Flysch Eoceno de la Isla de Margarita (Venezuela). *GEOS*, (20): 5-64.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (Traducción al inglés de T.H. NILSEN, 1978). *International Geology Review*, 20 (2): 125-166.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S. & FAVA, L. (1999). An Introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. A.A.P.G., Continuing Education Course Note Series, n° 39, 61 p.
- NEWTON, C., WACH, G., DALHOUSIE, U., SHIPP, C. & MOSHER, D. (2004). Importance of mass transport complexes in the Quaternary development of the Nile fan, Egypt: Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, OTC Paper 16742, p.10.
- NICHOLS, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Oxford, Editorial Wiley-Blackwell. Ltd. Paris. 355 p.
- NILSEN, T. H. (1984). Turbidite Facies Associations. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). *Modern and Ancient Deep-Sea Fan Sedimentation (SC14)*. Chapter 9. 197-300p.

- PAIVA, A. (1969). Contribución al estudio de las rocas del Eoceno de la Isla de Margarita, Edo. Nueva Esparta. (informe inédito). Dpto. de Geología, Universidad Central de Venezuela.
- PALOMBO. (1950). Informe de dos regiones situadas en la isla Margarita (Estado Nueva Esparta). UCV-GEO. 96 p.
- PATRICK, H. B. (1959). Nomenclatura del Pleistoceno en la Cuenca de Cariaco. Bol. Geol., Caracas. 5(10): 91-97.
- PICKERING, K. T., STOW, D.A.V., WATSON, M. P. & HISCOTT, R.N. (1986). Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, v. 23, pp. 75-174.
- PINDELL, J. L., ROGERS, H. & DEWEY, F. J. (1998). Cenozoic Palinspastic Reconstruction, Paleogeographic Evolution and Hydrocarbon Setting of the Northern Margin of South America. S.E.P.M. Spec. Pub. No 58. 45-87 p.
- PINDELL, J. (1999). Exploration framework for Venezuela. Tectonic Analysis Ltd., informe inédito, 55 p.
- POMAR, L. (2001). Types of carbonate platforms, a genetic approach: *Basin Research*, v. 13, p. 313–334, doi:10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x.
- POSAMENTIER, H. W., & KOLLA V. (2003). Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep water settings: *Journal Sedimentary Research*, v. 73, no. 3, p. 367–388.
- POSAMENTIER, H.W., & MARTINSEN, O.J. (2011). The Character and Genesis of Submarine Mass-Transport Deposits: Insights from Outcrop and 3D Seismic Data. *SEPM Spec. Publ.* 96.
- READING, H. G. & RICHARDS, M. (1994). Turbidite Systems in Deep Water Basin Margins Classified by Grain size and Feeder systems. *AAPG bul.* V 78. N° 5. 792-822 pp
- READING, H. G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 689 p.
- RUTTEN, L. (1940). On the Geology of Margarita, Cubagua and Coche (Venezuela). *Konink. Akad v. Wetensch Amsterdam*, v. 43, pp. 828–841.
- SANDERS J. E. (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanism. En Middleton G.V. (Ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, S.E.P.M. Spet. Publ ., n° 12, pp. 192-219.

- SHANMUGAM, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s– 1990s): Deep-water processes and facies models— A critical perspective: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 285–342.
- SHANMUGAM, G. (2006a). *Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs*. Elsevier, Ámsterdam, p. 476.
- SHANMUGAM, G. (2021). *Mass transport, gravity flows, and bottom currents: Downslope and alongslope processes and deposits*. Elsevier, 608 p.
- SHIPP, C., NOTT, J. & NEWLIN, J. (2004). Variations in jetting performance in deepwater environments: geotechnical characteristics and effects of mass transport complexes: OTC Conference, 16751, 11 p.
- SOCIEDAD VENEZOLANA DE INGENIEROS DE PETRÓLEO. (1963). Aspectos de la industria petrolera en Venezuela. I Cong. Venez. Petról., Caracas, 1962, 850 p. (Cuadro de correlación entre págs. 188-189). Reimpreso en: *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 1963, 6(11); 1964, 7(5).
- SPEED, R., C., SMITH-HORWITZ, P. L., PERCH-NIELSON, K. V. S., SAUNDERS, J. B., & SANFELIPPO, A. B. (1993). Southern Lesser Antilles Arc Platform: Pre-Late Miocene Stratigraphy, Structure and Tectonic Evolution: Boulder. *Geological Society of America, Special Paper 277*, 98 p.
- STOW, D.A.V. (1986). Deep Clastic Seas, in Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments and Facies*: Oxford, U.K., Blackwell, p. 399–444.
- TAYLOR, G. C. (1960). Geología de la Isla de Margarita, Venezuela. III Congr. Geol. Venez., Caracas, 1959, Mem., 2: 838-893.
- VERA, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios Y Métodos*. Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada. Editorial Rueda. 799 p.
- VIVAS, V., MACSOTAY, O. & MOTICKA, P. (1989). isla de Coche: sedimentación molásica continental sobre la plataforma Araya-Coche-Margarita, Venezuela nororiental. VII Congreso Geológico de Venezuela. 2: 590-614.
- WALKER, R. & JAMES, N. (1992). *Facies Model. Response to Sea Level Change*. St. John's Newfoundland, Canada, Geological Association of Canada.
- WEIMER, P. & SLATT, R. (2007). Deepwater reservoir elements: mass-transport deposits and slides. *Introduction to the Petroleum Geology of Deepwater Settings, AAPG Studies in Geology*. 57. 419-456.
- WRIGHT, J. E. & WILD, S. (2011). Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?). *Geosphere*, 7(2): 468-493.

YORIS, F. & OSTOS, M. (1997). Geology of Venezuela. En: Well Evaluation Conference WEC 1997 Schlumberger. Houston: Jolley Printing Inc., 377 p.

ANEXOS