

**RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL CRETÁCEO SUPERIOR E
IMPLICACIONES EN EL DESARROLLO DE ALMACENADORES DE
HIDROCARBUROS (CUENCA SANTOS COSTA AFUERA-BRASIL).**

HENRY ARMANDO GALVIS PORTILLA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2012

**RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL CRETÁCEO SUPERIOR E
IMPLICACIONES EN EL DESARROLLO DE ALMACENADORES DE
HIDROCARBUROS (CUENCA SANTOS COSTA AFUERA-BRASIL).**

HENRY ARMANDO GALVIS PORTILLA

**Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar
por el título de Geólogo**

Director:

JORGE LUIS RUBIANO ORTIZ

Geólogo MSc.

Co-Director:

MARIO AUGUSTO SUAREZ RODRÍGUEZ

Geólogo MSc.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2012

AGRADECIMIENTOS

Muy afectuosamente agradezco y dedico este trabajo a todas aquellas personas e instituciones que me hicieron participe de sus equipos de trabajo en el momento preciso y que compartieron conmigo sus conocimientos y experiencias, lo que llevó a la exitosa culminación de este proyecto; a todos ellos mis más sinceros agradecimientos, ojala algún día pueda retribuir el sacrificio, tiempo, animo, empeño, energía y disciplina que siempre me inculcaron.

A mi Familia.

*A la distinguida Universidad Industrial de Santander y en especial a la
excelentísima Escuela de Geología.*

A la Gerencia de Exploración Internacional de Ecopetrol S.A.

Al Instituto Colombiano del Petróleo.

A mis más allegados colegas y amigo(a)s.

A mi Gordis.

GRACIAS

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	17
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	18
2. JUSTIFICACIÓN	19
3. OBJETIVOS	20
3.1. OBJETIVO GENERAL	20
3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	20
4. LOCALIZACIÓN	21
5. METODOLOGÍA	22
5.1. FASE DE REVISIÓN BIBLIOGRAFICA.....	23
5.2. FASE DE ADQUISICIÓN Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS	23
5.3. FASE DE RECONOCIMIENTO DE SECUENCIAS.....	26
5.4. FASE DE GENERACIÓN DE MAPAS PALEOGEOGRÁFICOS	37
6. MARCO TEORICO	47
6.1. UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	47
6.2. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	48
6.3. ESTRATIGRAFIA SISMICA.....	53
6.4. REGISTROS DE POZO & ELECTROFACIES.....	58
6.5. PALEOGEOGRAFÍA & AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN	63
6.5.1. Clasificación de los ambientes sedimentarios	64
6.6. DEPOSITOS TURBIDÍTICOS	68
7. MARCO GEOLÓGICO	74
7.1. ANTECEDENTES	74

7.2. GEOLOGÍA REGIONAL	79
7.3. LITOESTRATIGRAFÍA	83
7.4. EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRAFICA	89
8. GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO.....	94
8.1. BREVE HISTORIA EXPLORATORIA.....	94
8.2. ROCA GENERADORA	96
8.3. ROCA ALMACENADORA	97
8.4. SELLOS Y TRAMPAS	98
8.5. MODELOS DE ACUMULACIÓN DE HIDROCARBUROS	99
9. RESULTADOS	102
9.1. PALEOGEOGRAFÍA DE LA SECUENCIA S ₁ (CENOMANIANO-TURONIANO).....	102
9.2. PALEOGEOGRAFÍA DE LA SECUENCIA S ₂ (CONIACIANO-CAMPANIANO TEMPRANO)	109
9.3. PALEOGEOGRAFÍA DE LA SECUENCIA S ₃ (CAMPANIANO TARDÍO-MAASTRICHTIANO).....	118
9.4. IMPLICACIONES EN EL DESARROLLO DE ALMACENADORES DE HIDROCARBUROS	126
10. CONCLUSIONES	131
11. RECOMENDACIONES.....	133
BIBLIOGRAFÍA	136

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa de localización geográfica de la Cuenca de Santos.....	21
Figura 2. Flujo de trabajo propuesto para el desarrollo de la metodología.	22
Figura 3. Set de registros de un pozo en el cual se observa interrupción en las curvas.	24
Figura 4. Set de registros de un pozo que muestra incongruencia (@ 4310 – 4350 m) entre la lectura del registro GR y su interpretación litológica.....	24
Figura 5. Mapa de localización del área de estudio, mostrando en su interior los 83 pozos y la localización de las líneas sísmicas 2D.....	26
Figura 6. Recopilación de las discordancias regionales que sirven como límites de secuencias reportadas en trabajos anteriores	28
Figura 7. Importantes eventos eustáticos globales y tectónicos regionales relacionados a discordancias que sirven como límites de secuencias.	28
Figura 8. Escenarios que generaron problema en la determinación de los límites de secuencias en los pozos.....	29
Figura 9. Mapa de localización de las líneas sísmicas interpretadas y mostradas en las Figuras 10, 11, 12 y 13.....	31
Figura 10. Línea sísmica interpretada en profundidad.....	32
Figura 11. Línea sísmica interpretada en profundidad.....	33
Figura 12. Línea sísmica interpretada en profundidad.....	34
Figura 13. Línea sísmica interpretada en profundidad.....	35
Figura 14. Localización de las seis correlaciones estratigráficas en dirección perpendicular a la línea de costa.	37
Figura 15. Clasificación de ambientes en función de la profundidad de agua (batimetría).....	39
Figura 16. Concepto nivel relativo del mar y espacio de acomodación en función de la interacción con la subsidencia o levantamiento	49

Figura 17. Eventos de transgresión y regresión generados por el desplazamiento de la línea de costa.....	50
Figura 18. Principales patrones de apilado o <i>stacking</i> estratigráfico, Retrogradacional, Agradacional y Progradacional.....	51
Figura 19. Límites de secuencias Tipo 1 y Tipo 2.....	52
Figura 20. Patrones de terminaciones de los reflectores que definen una secuencia sísmica.....	54
Figura 21. Patrones de terminaciones de los reflectores y su relación con el reconocimiento de límites de secuencias.....	54
Figura 22. Patrones internos de reflexiones que definen las facies sísmicas.....	56
Figura 23. Geometrías externas típicas de las secuencias sísmicas.....	57
Figura 24. Patrones característicos de la respuesta del registro de rayos gamma.....	61
Figura 25. Respuestas típicas del registro de rayos gamma en diferentes sistemas siliciclásticos.....	62
Figura 26. Naturaleza de los procesos que controlan los ambientes sedimentarios y que determinan las propiedades de sus depósitos.....	64
Figura 27. Clasificación general y ubicación relativa de los ambientes sedimentarios, representada en ambientes continentales, mixtos o transicionales y marinos.....	65
Figura 28. Clasificación de los ambientes marinos en función de la profundidad de agua (batimetría).....	66
Figura 29. Cuencas del mundo que contienen depósitos turbidíticos de importancia económica.....	68
Figura 30. Tipos de movimientos de masa que ocurren en el talud, de acuerdo con el grado de deformación interna de la masa.....	69
Figura 31. Modelo generalizado de deposición de facies turbidíticas.....	70
Figura 32. Modelo de facies clásico de la secuencia de Bouma, (1962) y su interpretación.....	71

Figura 33. Modelo de estratigrafía secuencial indicando la posición en la que generalmente ocurren las turbiditas.....	72
Figura 34. Evolución geológica del relleno del <i>LST</i> , desde la deposición del <i>Basin Floor Fan</i> (A), pasando por el complejo de canales (B) y terminando con el <i>Prograding Complex</i> (C)	73
Figura 35. Reconstrucción de la apertura del Océano Atlántico Sur, desde el Cretáceo Temprano (130 Ma) hasta el Campaniano (80 Ma), mostrando la configuración de los continentes, los polos de rotación y los vectores de movimientos de las placas	80
Figura 36. Corte esquemático en dirección perpendicular al rumbo deposicional de la Cuenca.....	81
Figura 37. Interpretación de un perfil sísmico NW-SE, donde se muestran las zonas relacionadas con la tectónica salina	82
Figura 38. Carta estratigráfica generalizada de la Cuenca de Santos	83
Figura 39. Expresión sísmica de las secuencias <i>syn-rift</i> I, <i>syn-rift</i> II, <i>syn-rift</i> III	90
Figura 40. Ambiente tectónico bajo el cual se formó la secuencia evaporítica durante el Aptiano.....	91
Figura 41. Representación del modelo paleogeográfico de la plataforma carbonática Albiana	92
Figura 42. Interpretación sísmica que muestra el patrón progradacional generado durante el megaevento marino regresivo.....	93
Figura 43. Localización de los principales campos productores y pozos exploratorios en la Cuenca de Santos	95
Figura 44. Perfil geoquímico de un pozo en la Cuenca de Santos.....	96
Figura 45. Mapa de espesor total poroso de los reservorios turbidíticos del Miembro Ilhabela y de los carbonatos de aguas someras de la Formación Guarujá	98
Figura 46. Corte NW-SE mostrando el modelo de acumulación de las areniscas turbidíticas del Turoniano-Santoniano	101

Figura 47. Corte NW-SE mostrando el modelo de acumulación de las areniscas turbidíticas del Campaniano-Maastrichtiano	101
Figura 48. Ciclos eustáticos globales del nivel relativo del mar durante el Jurásico-Terciario	103
Figura 49. Terminaciones de los reflectores de la secuencia S_1 en <i>downlap</i> sobre la infrayacente secuencia Albiana y truncaciones erosivas.	104
Figura 50. Terminaciones de los reflectores de la secuencia S_1 en <i>onlap</i> costero, sobre la secuencia Albiana.	105
Figura 51. Mapa de isopacas del Cenomaniano - Turoniano.....	106
Figura 52. Correlación estratigráfica al Sur de la Cuenca de Santos.....	107
Figura 53. Mapa paleogeográfico de la secuencia S_1 (Cenomaniano - Turoniano)	108
Figura 54. Carácter sísmico del contacto inferior de la secuencia S_2 , mostrándose discordantemente sobre la infrayacente secuencia S_1	109
Figura 55. Modelo de regresión forzada y sus sistemas de depósitos turbidíticos asociados.....	110
Figura 56. Modelo de regresión forzada	110
Figura 57. Expresión sísmica de la secuencia S_2 en la parte central de la Cuenca; mostrando clinofomas progradacionales con terminaciones en <i>downlap</i> sobre la secuencia S_1	111
Figura 58. Evolución esquemática que ilustra la formación del <i>gap</i> Albiano, contorneado al Este por el Sistema de Fallas de Cabo Frio	112
Figura 59. Areniscas turbidíticas de la secuencia S_2 , interpretadas en curvas de rayos gamma por presentar un patrón en forma de cilindro.	114
Figura 60. Mapa de isopacas del Santoniano-Campaniano Temprano	114
Figura 61. Correlación estratigráfica en la parte Central de la Cuenca de Santos	115
Figura 62. Sección de la secuencia S_2 en un pozo ubicado en la parte más norte de la Cuenca.....	116

Figura 63. Mapa paleogeográfico de la secuencia S ₂ (Coniaciano - Campaniano Temprano)	117
Figura 64. Expresión sísmica de la secuencia S ₃ en la parte central de la cuenca, mostrando clinoformas progradacionales en <i>onlap</i> costero sobre S ₂ y terminaciones en <i>downlap</i> sobre la secuencia evaporítica.	118
Figura 65. Mapa de isopacas del Campaniano Tardío - Maastrichtiano	119
Figura 66. Correlación estratigráfica al Norte de la Cuenca de Santos.....	120
Figura 67. Mapa paleogeográfico de la secuencia S ₃ (Campaniano Tardío - Maastrichtiano)	122
Figura 68. Representación del patrón de apilamiento o <i>stacking</i> estratigráfico de tipo Retrogradacional.....	123
Figura 69. Representación del patrón de apilamiento o <i>stacking</i> estratigráfico de tipo progradacional	124
Figura 70. Modelo de sistemas de turbiditas confinadas en subcuencas limitadas por fallas y diapiros salinos.....	127
Figura 71. Mapa de contornos estructurales al tope de la secuencia evaporítica	128
Figura 72. Situación estructural de los depósitos turbidíticos interpretados en perfiles sísmicos amarrados con pozos	129
Figura 73. Microfotografías de areniscas turbidíticas del Santoniano - Maastrichtiano.....	130

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Cuadro que muestra los diferentes géneros y especies de foraminíferos, nanofósiles calcáreos y palinomorfos asociados a su correspondiente ocurrencia paleobatimétrica.....	40
Tabla 2. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente continental.....	42
Tabla 3. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente transicional.	43
Tabla 4. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente de plataforma.	44
Tabla 5. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente marino profundo.	45
Tabla 6. Síntesis de los principales estudios geológicos que contribuyen al conocimiento de la Cuenca de Santos.....	79
Tabla 7. Cuadro resumen que muestra las características más sobresalientes de cada una de las secuencias reconocidas en este estudio.	125

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Correlación estratigráfica A-A' (pozos 43, 66, 19, 79, 17, 18, 24, 14)

Anexo 2. Correlación estratigráfica B-B' (pozos 22, 32, 25,33).

Anexo 3. Correlación estratigráfica C-C' (pozos 62, 60, 61,50, 13).

Anexo 4. Correlación estratigráfica D-D' (pozos 48, 52, 51, 11, 12).

Anexo 5. Correlación estratigráfica E-E' (pozos 01, 05, 31, 04, 06).

Anexo 6. Correlación estratigráfica F-F' (pozos 40, 45).

Anexo 7. Mapa paleogeográfico de la secuencia S₁ (Cenomaniano-Turoniano).

Anexo 8. Mapa paleogeográfico de la secuencia S₂ (Coniaciano-Campaniano Temprano).

Anexo 9. Mapa paleogeográfico de la secuencia S₃ (Campaniano Tardío-Maastrichtiano).

Anexo 10. Listado de pozos con sus correspondientes topes de secuencias.

RESUMEN

TÍTULO:

RECONSTRUCCIÓN PALEO GEOGRÁFICA DEL CRETÁCEO SUPERIOR E IMPLICACIONES EN EL DESARROLLO DE ALMACENADORES DE HIDROCARBUROS (CUENCA SANTOS COSTA AFUERA-BRASIL).¹

AUTOR:

HENRY ARMANDO GALVIS PORTILLA²

PALABRAS CLAVE:

Paleogeografía, Paleoambientes, Litofacies, Cuenca de Santos, Brasil, Cretáceo Superior, Geología del Petróleo, Estratigrafía de Secuencias.

DESCRIPCIÓN:

La Cuenca de Santos localizada en la margen Sureste de la costa afuera Brasileira, hace parte de la mayor provincia petrolífera de Brasil, presentando varios e importantes descubrimientos en secuencias del Cretáceo, por lo cual para fines exploratorios se hace útil la construcción de mapas paleogeográficos, los cuales proporcionan información sobre la distribución regional de los paleoambientes de depositación y sus litofacies asociadas.

Para este estudio se empleó información geológica y geofísica proveniente de líneas sísmicas regionales 2D, registros eléctricos de 83 pozos y reportes bioestratigráficos, así como también previas interpretaciones hechas por múltiples autores. En total tres secuencias deposicionales de segundo orden fueron reconocidas, denominadas S₁ (Cenomaniano-Turoniano), S₂ (Coniaciano-Campaniano Temprano) y S₃ (Campaniano Tardío-Maastrichtiano), para las cuales se generaron tres mapas paleogeográficos.

En general, la interpretación paleogeográfica de la secuencia S₁ (Cenomaniano-Turoniano), mostró que el principal control estratigráfico durante este tiempo fue el ascenso relativo del nivel del mar, el cual favoreció el desarrollo de un patrón de llenado de tipo retrogradacional, que generó el desplazamiento de la línea de costa hacia el continente y profundización de los ambientes; por su parte la interpretación paleogeográfica de las secuencias S₂ (Coniaciano-Campaniano Temprano) y S₃ (Campaniano Tardío-Maastrichtiano), mostró que el modelo de llenado responde principalmente a controles tectónicos generados por el levantamiento (~88 Ma) y posterior reactivación (~76 Ma) de Serra do Mar al Oeste de la Cuenca, el cual aportó altos volúmenes de sedimentos, favoreciendo así la rápida progradación de sistemas siliciclásticos continentales y transicionales, y consecuentemente la migración de ambientes hacia el interior de la Cuenca.

Respecto a las implicaciones paleogeográficas en relación con el desarrollo de almacenadores de hidrocarburos, se interpretó la ocurrencia de depósitos turbidíticos confinados en subcuencas limitadas por fallas y diapiros salinos formados al mismo tiempo de la depositación.

¹ Trabajo de Grado.

² Facultad de Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS).

Director: Jorge Luis Rubiano Ortiz – Catedrático UIS.

Co-director: Mario Augusto Suarez Rodríguez – Ecopetrol S.A.

ABSTRACT

TITLE:

PALEO GEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF UPPER CRETACEOUS AND ITS IMPLICATIONS ON DEVELOPMENT HYDROCARBONS RESERVOIRS (SANTOS OFFSHORE BASIN–BRAZIL).³

AUTHOR:

HENRY ARMANDO GALVIS PORTILLA⁴

KEYWORDS:

Paleogeography, Paleoenvironments, Lithofacies, Santos Basin, Brazil, Upper Cretaceous, Petroleum Geology, Sequence Stratigraphy.

DESCRIPTION:

The Santos Basin located on the southeast flank of the Brazilian offshore, is part of the largest oil province in Brazil, presenting some and important discoveries in Cretaceous sequences, therefore for exploratory purposes is very useful the construction of paleographic maps, which provide information about the paleoenvironments distribution and their associated lithofacies.

For this study we used geological and geophysical information from regional 2D seismic lines, well logs from 83 wells and biostratigraphic reports, besides of previous interpretations made by several authors. In all three second-order depositional sequences were recognized, termed S₁ (Cenomanian-Turonian), S₂ (Coniacian-Early Campanian) and S₃ (Late Campanian-Maastrichtian), for which three paleogeographic maps were generated.

In general, the paleogeographic interpretation of the sequence S₁ (Cenomanian-Turonian), exhibit that the main stratigraphic control during this time was the relative sea level rise, which favored the development of a retrogradational filling pattern type, which generated the displacement of the coastline to the continent and deepening of the environments, in turn the paleogeographic interpretation of the sequences S₂ (Coniacian-Early Campanian) and S₃ (Late Campanian-Maastrichtian) exhibit that the filling model is mainly response to tectonic controls generated by the Serra do Mar uplift (~88 Ma) and its subsequent reactivation (~76 Ma) on the west of the Basin, which provided large sediments volumes, which favored the rapid progradation of siliciclastic continental and transitional systems, and consequently the environments migration towards Basin.

Respect to the palaeogeographic implications in relationship with the development of hydrocarbons reservoirs, we interpreted the occurrence of confined turbidite deposits into sub-basins bounded by faults and salt diapirs formed while turbidities deposition.

³ Undergraduate Final Project.

⁴ Physicochemical Faculty.School of Geology.Universidad Industrial de Santander (UIS).

Director: Jorge Luis Rubiano Ortiz – UIS Professor.

Co-director: Mario Augusto Suarez Rodríguez – Ecopetrol S.A.

INTRODUCCIÓN

Localizada en áreas costa afuera al Sureste de Brasil, la Cuenca de Santos hace parte de una provincia petrolífera gigante, la cual ha ganado la atención especial de grandes empresas del sector de los hidrocarburos, dados los recientes descubrimientos tanto en reservorios del pre-sal como del post-sal.

La Cuenca de Santos es una típica cuenca de margen pasivo, generada durante el proceso de ruptura del supercontinente Gondwana en el Jurásico tardío/Cretáceo Temprano (Cobbold *et al.*, 2001; Contreras *et al.*, 2010), que culminó con la apertura del Océano Atlántico Sur y la separación de los continentes Americano y Africano; durante las múltiples fases de transformación de esta Cuenca se desarrolló una arquitectura estratigráfica que favoreció la formación de los diferentes elementos del sistema petrolífero, por esta razón varios estudios de carácter regional se han llevado a cabo en esta Cuenca (ANP *et al.*, 2003; Modica & Brush, 2004; Chang *et al.*, 2008; Assine *et al.*, 2008), con el objetivo de entender su origen y relación con la geología del petróleo.

En este trabajo se interpreta la evolución paleogeográfica que tuvo lugar en la Cuenca de Santos durante el Cretáceo Superior, la cual ha sido controlada principalmente por los cambios eustáticos del nivel del mar, el tectonismo y el aporte de sedimentos, estos controles han hecho que la secuencia del Cretáceo Superior haya experimentado variaciones faciales que indican la alternancia de ambientes continentales, transicionales y marinos, que resultaron durante eventos regresivos y transgresivos. Al final de este trabajo se analiza la relación que existe entre la configuración paleogeográfica y la ocurrencia de depósitos turbidíticos, los cuales típicamente presentan buenas propiedades como rocas potencialmente almacenadoras de hidrocarburos.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Teniendo en cuenta el notable aumento de la demanda de petróleo en el mundo y la declinación en la producción de los yacimientos, se hace necesario el hallazgo de nuevas reservas, por tal motivo es que actualmente las cuencas en áreas costa afuera son objeto de estudios por parte de grandes empresas con el propósito de desarrollar el potencial de las mismas. Por otra parte está demostrado que la región costa afuera del margen Sureste de Brasil exhibe un alto potencial de hidrocarburos, por lo cual es indispensable mejorar el conocimiento geológico de los sistemas petrolíferos de la Cuenca de Santos.

Recientemente Ecopetrol S.A. en el marco de las actividades de exploración en la Cuenca de Santos, ha venido desarrollando estudios regionales, en los cuales se encontró que no se cuenta con mapas paleogeográficos que permitan entender la distribución espacial de las facies para el Cretáceo Superior; falencias como estas son las que finalmente se van a ver reflejadas en la definición de unidades potencialmente almacenadoras de hidrocarburos. En general, el problema que se presenta y por el cual se propone esta investigación, se deriva de la falta de conocimiento geológico para el entendimiento de los paleoambientes de depositación y la implicación que ello representa en términos de presencia de unidades potencialmente almacenadoras de hidrocarburos.

2. JUSTIFICACIÓN

La Cuenca de Santos localizada en el margen Sureste de Brasil, es una de las provincias petroleras más prometedoras de la región costa afuera de América del Sur. En la Cuenca de Santos se han probado reservas de 6,3 Mbbl de petróleo y cerca de 80 Gm³ de gas (ANP *et al.*, 2003). Los principales reservorios de petróleo descubiertos en esta Cuenca son de edad Cretáceo Inferior y Superior, estos últimos en la mayoría de los casos se derivan de areniscas turbidíticas que se encuentran en la zona del talud continental.

La exploración en los últimos 30 años en esta Cuenca se ha concentrado especialmente en áreas de aguas someras, sin embargo aún existen grandes zonas inexploradas tales como los horizontes estratigráficos del Cretácico encontrados hoy en día en aguas más profundas. Por todo lo anterior se hace atractivo para las compañías petroleras adquirir un entendimiento más detallado de los paleoambientes de depositación de los intervalos de interés en términos de geología del petróleo, los cuales reflejan la distribución espacial de los atributos sedimentológicos indicativos de un patrón deposicional a nivel regional, y con esto lograr el desarrollo de conceptos exploratorios más precisos que permitan arrojar los primeros indicios sobre la favorabilidad de condiciones para la presencia y/o ausencia de unidades reservorio.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL

Reconstruir e interpretar la configuración paleogeográfica y los ambientes de depositación para el Cretáceo Superior de la Cuenca de Santos costa afuera en Brasil y analizar su relación con el desarrollo de unidades reservorio.

3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Mediante correlaciones estratigráficas elaborar el armazón cronoestratigráfico de la Cuenca, con el propósito de obtener una primera aproximación al modelamiento de la paleogeografía para cada uno de los intervalos de tiempo seleccionados.
- Generar mapas paleogeográficos para cada uno de los horizontes de interés a través de un sistema de información geográfico.
- Establecer la relación entre los paleoambientes de depositación y el desarrollo de almacenadores de hidrocarburos con base en atributos sedimentológicos.

4. LOCALIZACIÓN

La Cuenca de Santos está situada en la región costa afuera al Sureste de Brasil, cubriendo al Oeste la costa de los estados de Rio de Janeiro, Sao Paulo, Paraná y Santa Catarina, abarcando un área de aproximadamente 352,000 km². La Cuenca de Santos está limitada al Noreste por el Alto de Cabo Frio y la Cuenca de Campos, al Sur por la Zona de Fractura de Florianópolis (ZFF) y la Cuenca de Pelotas, y al Sureste limitada por la cota batimétrica de 3.000 metros de profundidad (**Figura 1**). Geográficamente la Cuenca de Santos está ubicada dentro de las siguientes coordenadas: 22°42'44,07" a 27°54'45,88" Latitud Sur y 40°11'14,28" a 48°38'54,96" Longitud Oeste.

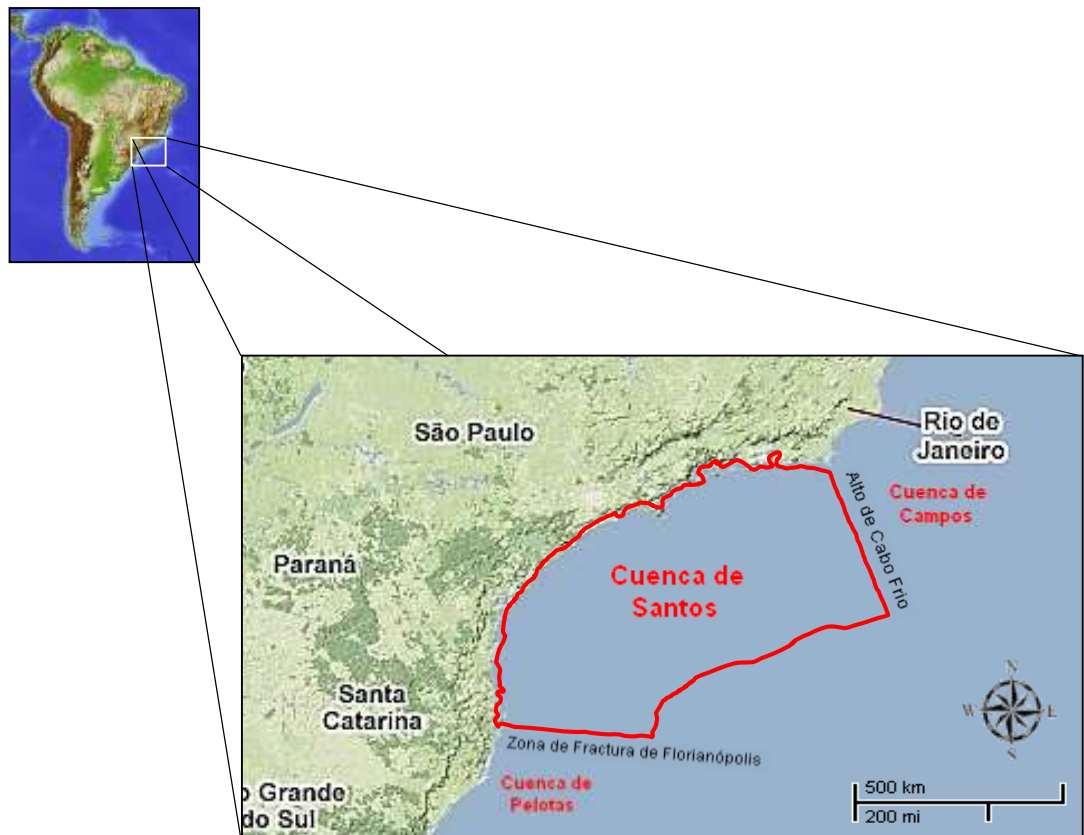


Figura 1. Mapa de localización geográfica de la Cuenca de Santos (delimitada por la línea roja) y sus áreas adyacentes. Modificado de Google Maps, 2011.

5. METODOLOGÍA

La metodología llevada a cabo para la realización de este trabajo se basó fundamentalmente en principios estratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos, entre otros, los cuales sirvieron como guía en esta investigación, cuyo objetivo fue modelar e interpretar la paleogeografía que tuvo lugar en la Cuenca de Santos durante el Cretáceo Superior; por lo anterior se llevó a cabo el siguiente flujo de trabajo para el desarrollo del mismo (**Figura 2**), el cual se compone de cuatro fases principales, descritas como sigue:



Figura 2. Flujo de trabajo propuesto para el desarrollo de la metodología.

5.1. FASE DE REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Esta fase comprendía aquellas actividades que condujeron a la contextualización del área de estudio en términos de geología regional e implicaciones en la geología del petróleo; en esta fase se realizó una búsqueda detallada de estudios anteriores realizados en la Cuenca de Santos, tales estudios procedían de fuentes como publicaciones de artículos científicos a nivel nacional e internacional, tesis de pregrado y posgrado, informes de consultorías regionales, mapas, posters, entre otros. En total se logró hacer un compendio de al menos sesenta artículos, de los cuales se pudo extraer información valiosa que sirvió como marco de referencia y punto partida en esta investigación.

5.2. FASE DE ADQUISICIÓN Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Esta fase tuvo como propósito recopilar y clasificar la información geológica y geofísica disponible que pudiera ser relevante y representativa para el abordaje de este trabajo. La información disponible inicialmente la constituyeron registros de pozo de al menos 100 pozos distribuidos en toda la Cuenca, tales registros mostraban curvas de rayos gamma, resistividad, sísmico, neutrónico, entre otros; luego y durante la realización del tratamiento y control de calidad, se evidencio interrupciones de las curvas (**Figura 3**), errores de lectura de la herramienta que registra (**Figura 4**) y en algunos casos que simplemente el pozo no alcanzo a cortar las unidades de interés, por lo cual se excluyeron algunos de estos, quedando un total de 83 pozos.

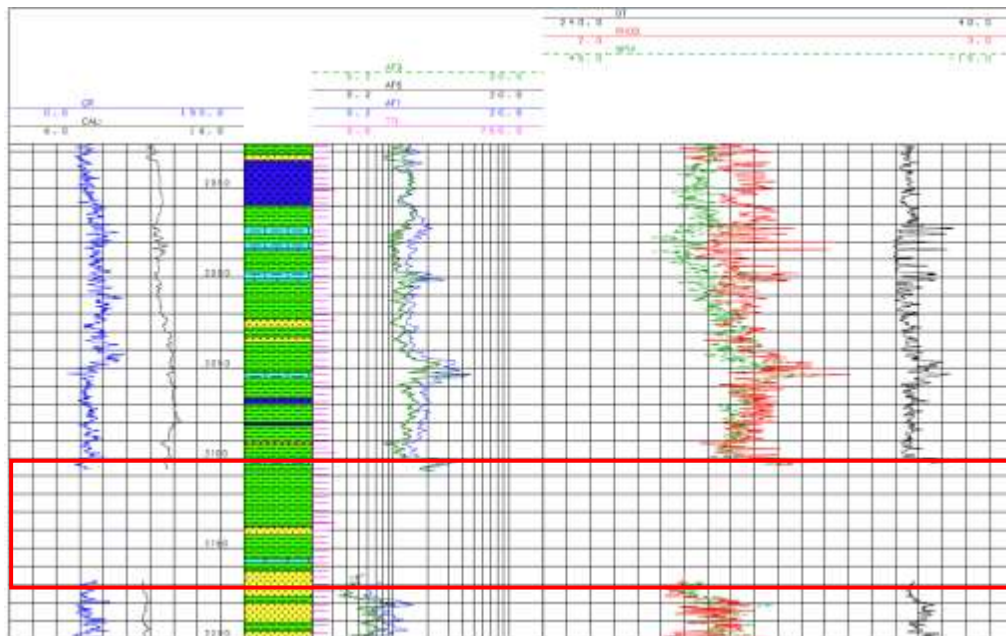


Figura 3. Set de registros de un pozo en el cual se observa interrupción en las curvas (recuadro rojo).



Figura 4. Set de registros de un pozo que muestra incongruencia (@ 4310 – 4350 m) entre la lectura del registro GR y su interpretación litológica, pues los valores de GR para este intervalo no corresponden a los de una arcillolita shale.

Complementario a la información proveniente de los registros de pozo, se tuvo en cuenta las descripciones sedimentológicas elaboradas a los rípios de perforación y a algunos núcleos tomados en zonas de interés comercial (intervalos con presencia de hidrocarburos), los cuales fueron de gran ayuda para validar la información que exhibían las curvas de los registros de pozo convencionales.

Por otra parte, la base de datos de partida se alimentó con la información sísmica proveniente de cerca de 40.000 kilómetros lineales de sísmica 2D en dominio de profundidad, adquirida en el año 2001 por la compañía TGS-NOPEC Geophysical.

Por último, fue también posible la obtención de los resultados de análisis bioestratigráficos realizados a muestras provenientes de al menos 36 pozos, tales resultados mostraban los análisis micropaleontológicos elaborados a foraminíferos, nanofósiles calcáreos y palinomorfos (**Anexo 10**).

Como resultado de esta fase de adquisición, tratamiento y control de calidad de los datos, adicionalmente se tuvieron en cuenta aspectos como la localización, intervalos muestreados, continuidad y resolución de la información, con lo cual fue posible delimitar en la Cuenca de Santos un área de estudio (**Figura 5**) que cubre cerca de 170.384 km², y que si se hiciera la comparación con una cuenca en el territorio colombiano, el área de interés en este estudio equivaldría a más o menos dos tercios del área que cubre la Cuenca de los Llanos Orientales.

Al final y una vez seleccionada la información relevante en esta investigación, se procedió a cargarla en programas de interpretación geológica, los cuales fueron proporcionados por Ecopetrol S.A., tales como *PowerView* que se utilizó para la interpretación y mapeo de horizontes sísmicos y *StratWorks* que fue útil para la visualización y edición de registros de pozo, así como también para la construcción de correlaciones entre pozos.

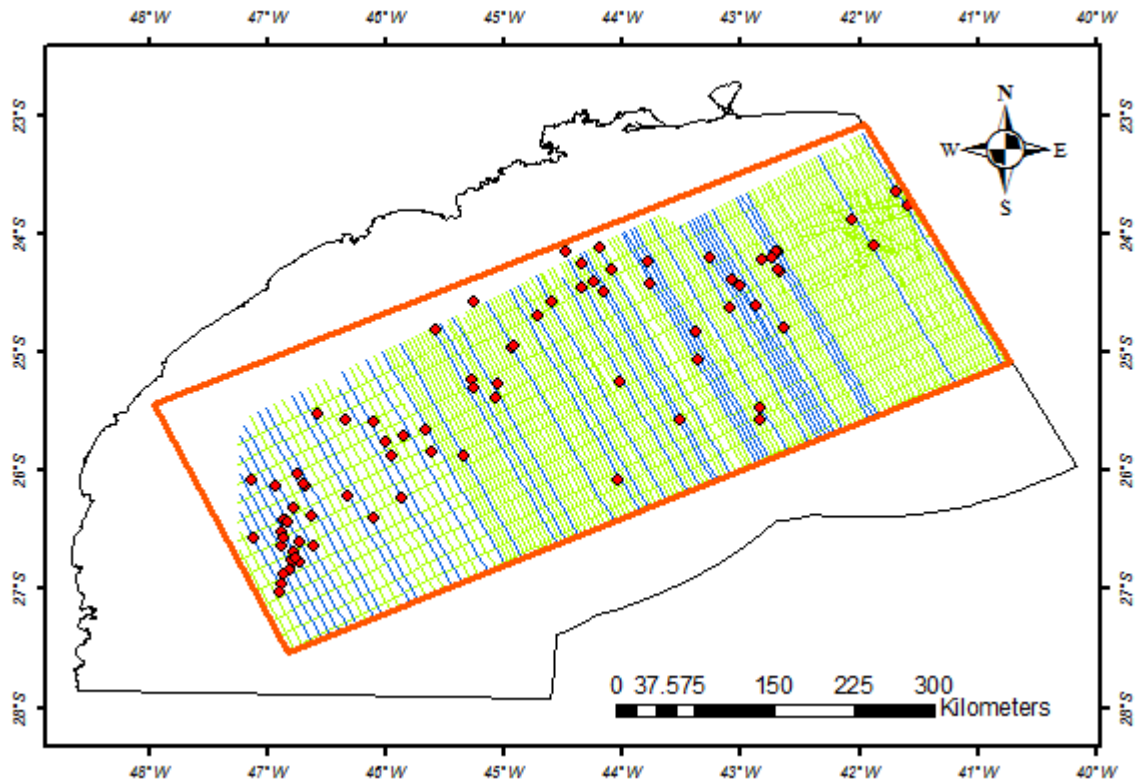


Figura 5. Mapa de localización del área de estudio (recuadro anaranjado), mostrando en su interior los 83 pozos (en rojo) y la localización de las líneas sísmicas 2D (resaltadas en color azul las líneas interpretadas en este trabajo).

5.3. FASE DE RECONOCIMIENTO DE SECUENCIAS

Tal como se mencionó en los objetivos de esta investigación, el propósito era reconstruir la paleogeografía del Cretáceo Superior en la Cuenca de Santos, para lo cual basado en conceptos teóricos de la estratigrafía de secuencias, se consideró valiosa la alternativa de dividir el Cretáceo Superior en secuencias deposicionales que estuvieran genéticamente relacionadas y limitadas en su base y tope por discordancias o sus conformidades correlativas. Para el proceso de división del Cretáceo Superior en secuencias deposicionales, inicialmente se encontró que en trabajos anteriores de la ANP *et al.*, (2003); Modica & Brush,

(2004); Souza *et al.*, (2007); Assine *et al.*, (2008); Vincentelli & Barbosa, (2008); Petrobrás, (2007) y Contreras *et al.*, (2010), ya se habían reportado discordancias regionales que servían como límites de secuencias deposicionales (**Figura 6**), en las cuales se pudo observar que estas secuencias según su jerarquía en términos de duración en millones de años, eran de tercer orden para las reportadas por Petrobrás, (2007) y de segundo orden para las reportadas por ANP *et al.*, (2003); Modica & Brush, (2004); Souza *et al.*, (2007); Assine *et al.*, (2008); Vincentelli & Barbosa, (2008) y Contreras *et al.*, (2010).

Por otra parte se apreció que los datos bioestratigráficos disponibles solo permitían evidenciar a nivel regional algunas edades, como lo eran la del final del Albiano-principios del Cenomaniano (99 Ma), final del Turoniano-principios del Coniaciano (90 Ma), Intracampaniano (76 Ma) y finales del Maastrichtiano (67 Ma), debido a lo anterior se dice que para este estudio la resolución de los datos bioestratigráficos era escasa, pues un número reducido de pozos (36 pozos) tenían datos bioestratigráficos.

Una vez se tenían referidas las secuencias reportadas en trabajos anteriores y se conocía sobre la resolución de los datos bioestratigráficos, se procedió a realizar el cruce de estas dos variables, por lo que se concluyó que las secuencias reportadas por Modica & Brush, (2004), eran las que mejor se ajustaban a los datos bioestratigráficos disponibles en este trabajo, que más adelante iban a funcionar para calibrar el modelo durante la etapa de interpretación sísmica y de los registros de pozo; adicionalmente se tuvo en cuenta como criterio para la selección del modelo de subdivisión propuesto por Modica & Brush, (2004), el hecho de que en su trabajo se reconocieron importantes eventos cronoestratigráficos (representados por discordancias que sirven como límites de secuencias) que dató y ubicó en contexto con referencia a importantes eventos eustáticos globales y tectónicos regionales (**Figura 7**).

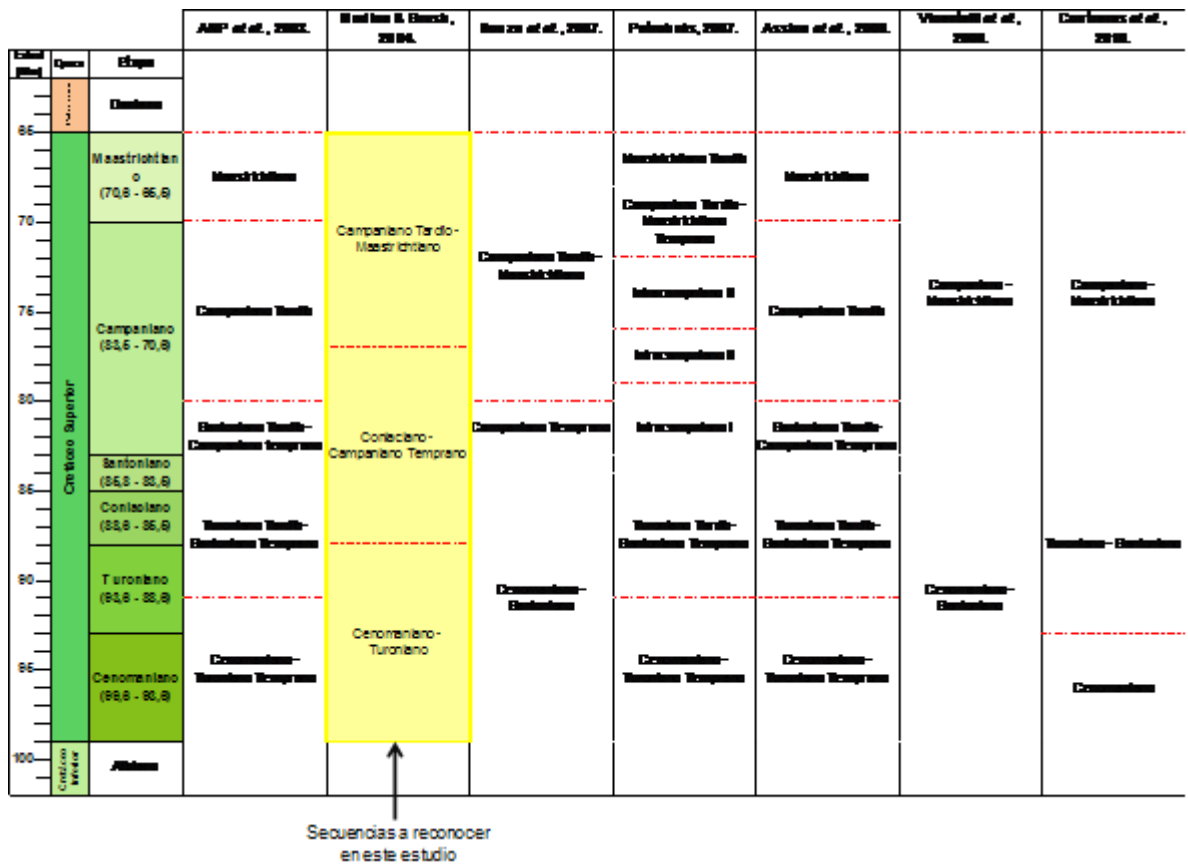


Figura 6. Recopilación de las discordancias regionales que sirven como límites de secuencias (líneas rojas discontinuas) reportadas en trabajos anteriores. Nótese sombreado en amarillo las secuencias a reconocer en este estudio.

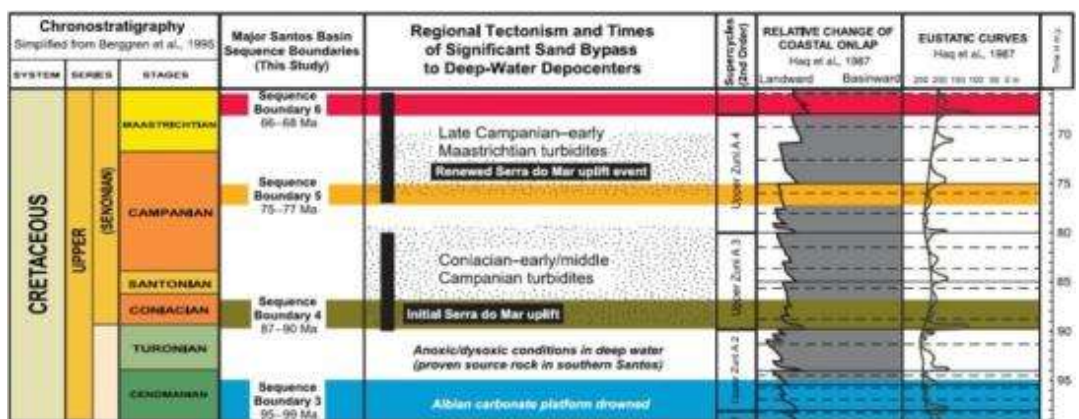


Figura 7. Importantes eventos eustáticos globales y tectónicos regionales relacionados a discordancias que sirven como límites de secuencias. Modificado de Modica & Brush, 2004.

Por todo lo anterior se empezó a considerar la secuencia estratigráfica del Cretáceo Superior dividida en tres secuencias deposicionales de segundo orden, cada una de ellas representando una duración promedio de 11 Ma., estas secuencias de la más antigua a la más joven se denominaron así:

- S₁: Comprende el Cenomaniano y Turoniano.
- S₂: Comprende el Coniaciano, Santoniano y Campaniano Temprano.
- S₃: Comprende el Campaniano Tardío y Maastrichtiano.

En efecto, tal como se mencionó anteriormente acerca de la baja resolución y densidad de los datos bioestratigráficos disponibles, se hacía imprescindible la utilización de una herramienta adicional (amarre sísmica-pozo) que ayudara en la identificación y reconocimiento de los límites de secuencias en el resto de los 47 pozos que no tenían datos bioestratigráficos completos. En general el motivo por el cual se decidió utilizar aquella herramienta adicional se representa mediante la **Figura 8**, en la cual se ilustran los diferentes escenarios que generaron problema para el reconocimiento de límites de secuencias según edades asignadas provenientes de datos bioestratigráficos.

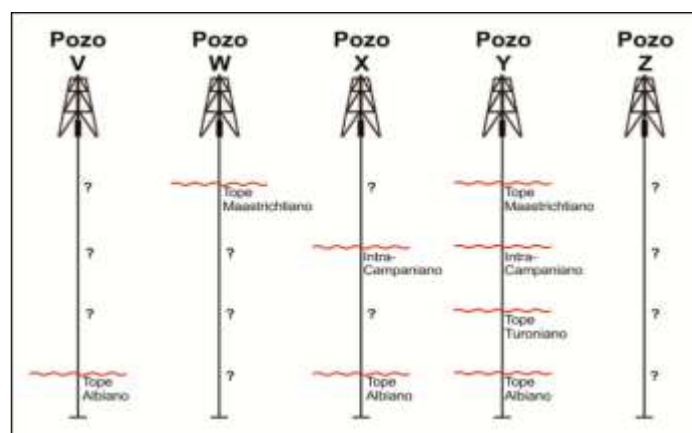


Figura 8. Escenarios que generaron problema en la determinación de los límites de secuencias en los pozos. En rojo los límites que fueron reconocidos utilizando datos bioestratigráficos.

Mediante la **Figura 8** se explica como por ejemplo para un pozo hipotético V ó W, solo un límite de secuencia respectivamente fue reconocido con base en datos bioestratigráficos; así mismo para un pozo hipotético X solo dos límites de secuencias fueron reconocidos con base en datos bioestratigráficos; por su parte y en el mejor de los casos para un pozo hipotético Y los 4 límites de secuencias fueron reconocidos con base en datos bioestratigráficos, mientras que para un pozo hipotético Z ningún límite de secuencia fue reconocido con base en datos bioestratigráficos. El anterior hecho de que en algunos pozos no se identificaran discordancias por bioestratigrafía, se debe principalmente a que no se llevo a cabo un muestreo para análisis bioestratigráficos y en menor medida posiblemente a que el recobro de fauna fósil fue pobre o nulo.

Retomando, la herramienta adicional que contribuyó al reconocimiento de las discordancias (límites de secuencias) en el resto de los 47 pozos que no tenían datos bioestratigráficos completos, estaba constituida por la información de las líneas sísmicas 2D, la cual fue interpretada con base en métodos sismoestratigráficos; de ésta manera, el primer paso fue tratar de reconocer las discordancias identificadas por Modica & Brush, (2004), representadas por horizontes sísmicos marcantes, el mapeo de estos horizontes fue posible gracias al reconocimiento de los patrones de terminaciones de los reflectores sísmicos, tales como *onlap*, *downlap*, *toplap* y truncamientos erosivos; con base en los anteriores criterios para el reconocimiento de límites de secuencias y las edades asignadas por datos bioestratigráficos en cada uno de los pozos, se pudo mapear de manera controlada o calibrada las diferentes discordancias a lo largo de aquellas líneas con dirección perpendicular a la línea de costa, logrando extrapolar tales límites de secuencias a los pozos que no tenían datos bioestratigráficos.

La **Figura 9** muestra la ubicación en vista de planta de 4 líneas sísmicas interpretadas en dominio de profundidad (**Figuras 10, 11, 12 y 13**), las cuales se presentan a manera de ejemplos de la interpretación sísmica y mapeo de los

límites de secuencias, en los cuales se destacan algunos sectores donde las terminaciones de los reflectores sísmicos fueron de gran ayuda para la interpretación y mapeo de los límites de secuencias.

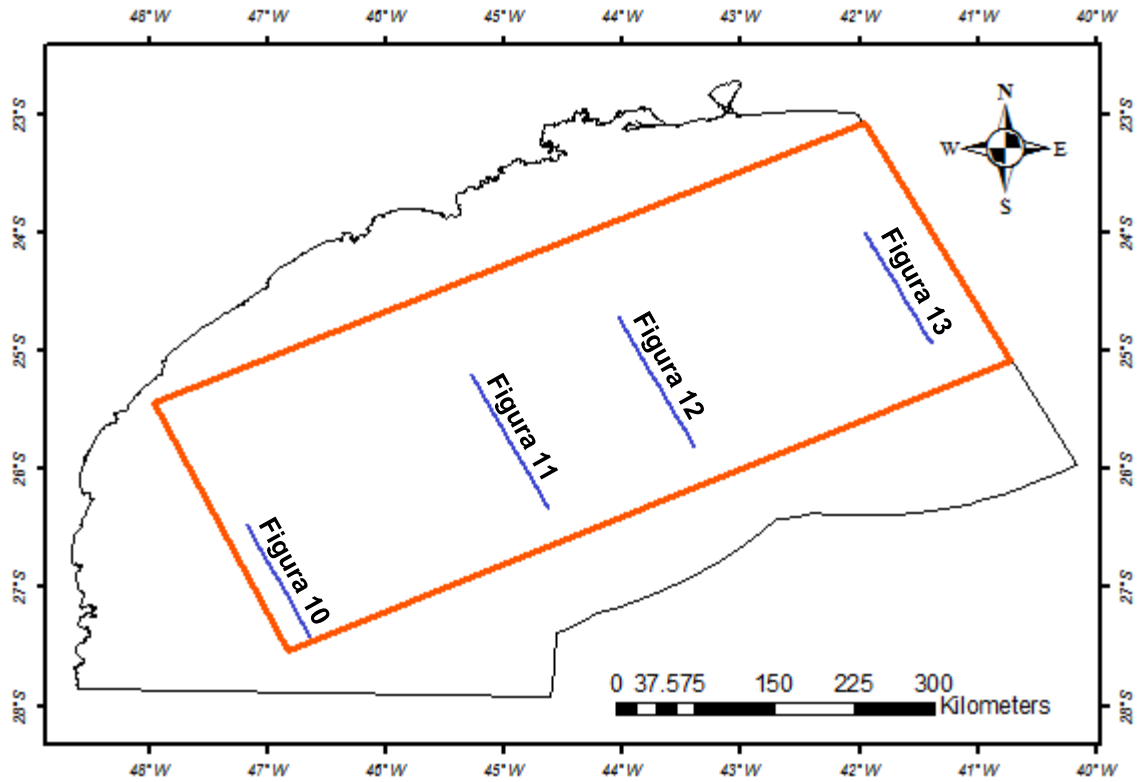


Figura 9. Mapa de localización de las líneas sísmicas interpretadas y mostradas en las Figuras 10, 11, 12 y 13.

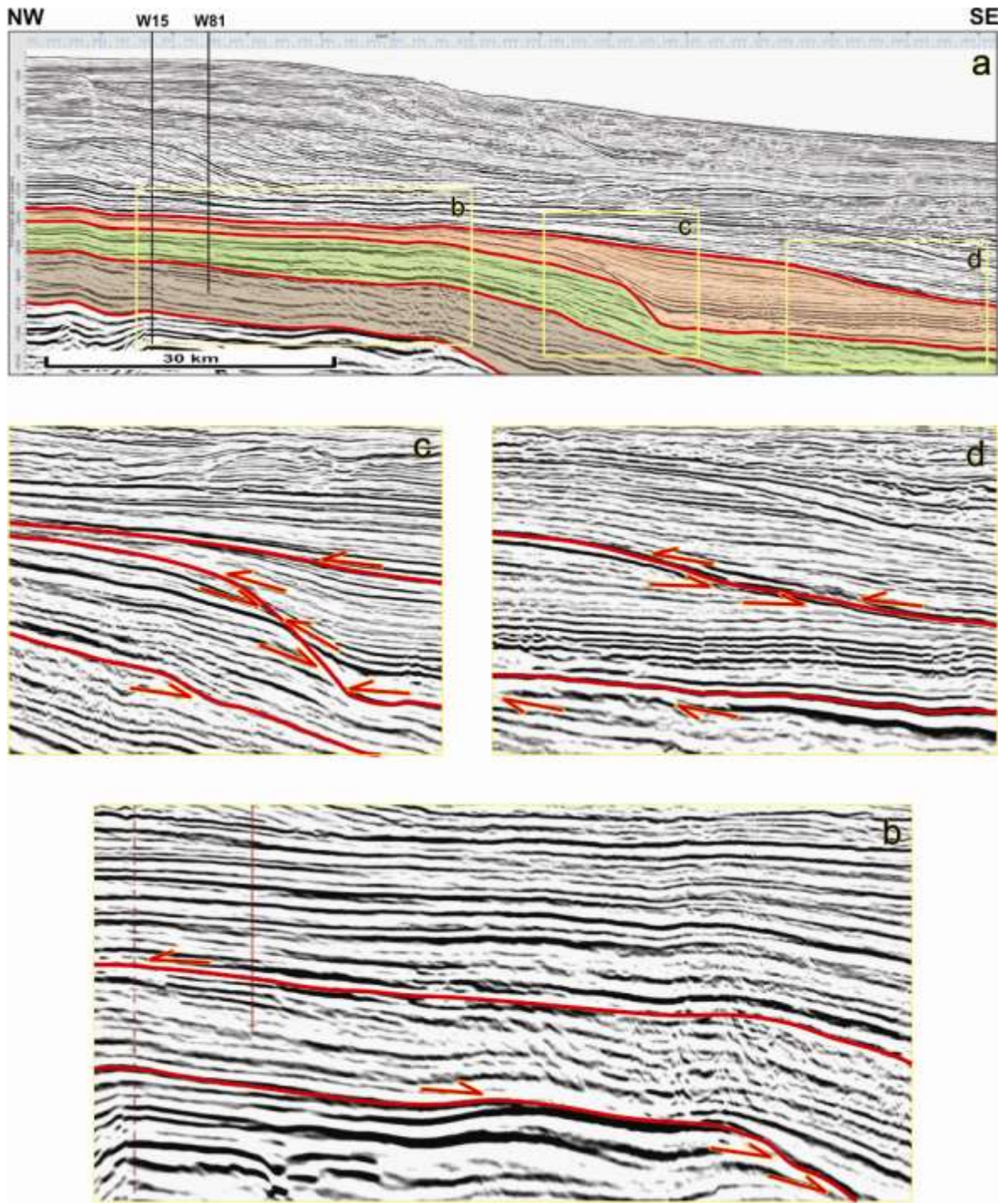


Figura 10. Línea sísmica interpretada en profundidad. **a)** interpretación de los límites de las secuencias S_1 , S_2 y S_3 . **b, c y d)** recuadros que destacan los criterios utilizados para la interpretación de los límites. Ver ubicación de la línea en la **Figura 9.**

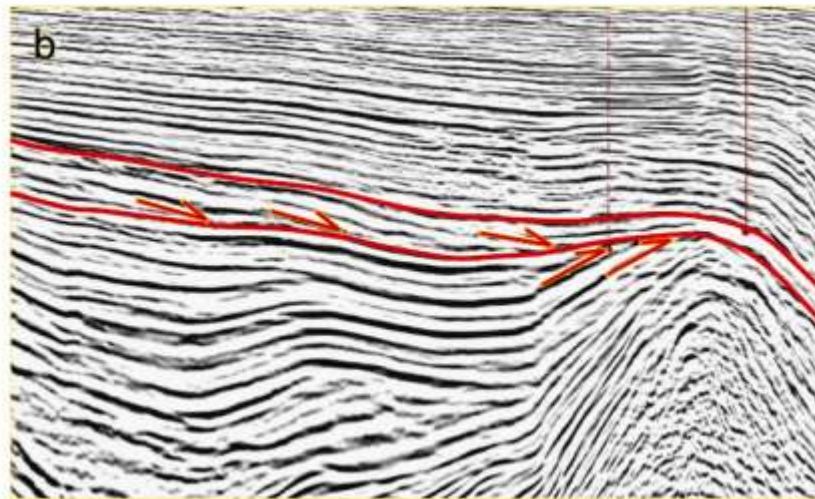
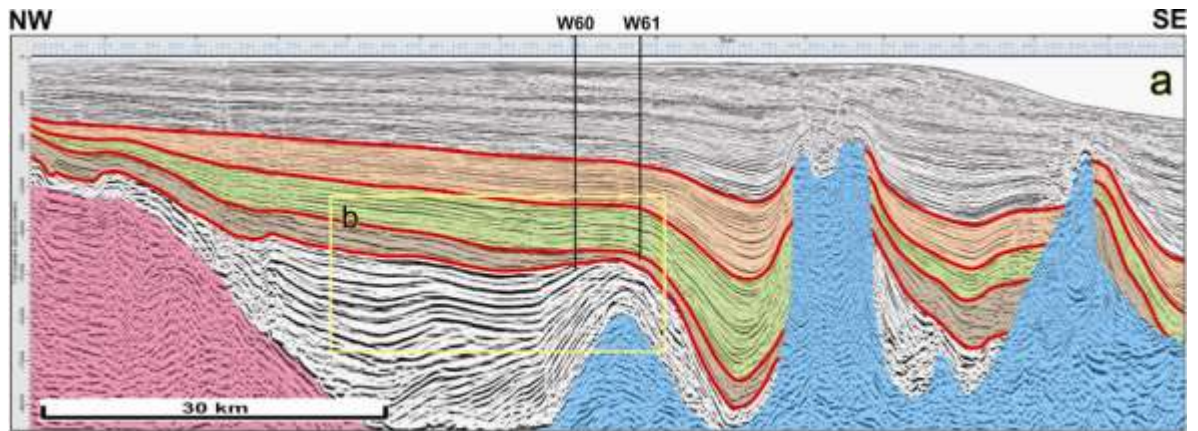


Figura 11. Línea sísmica interpretada en profundidad. **a)** interpretación de los límites de las secuencias S_1 , S_2 y S_3 . **b)** recuadro que destaca los criterios utilizados para la interpretación de los límites. Ver ubicación de la línea en la **Figura 9.**

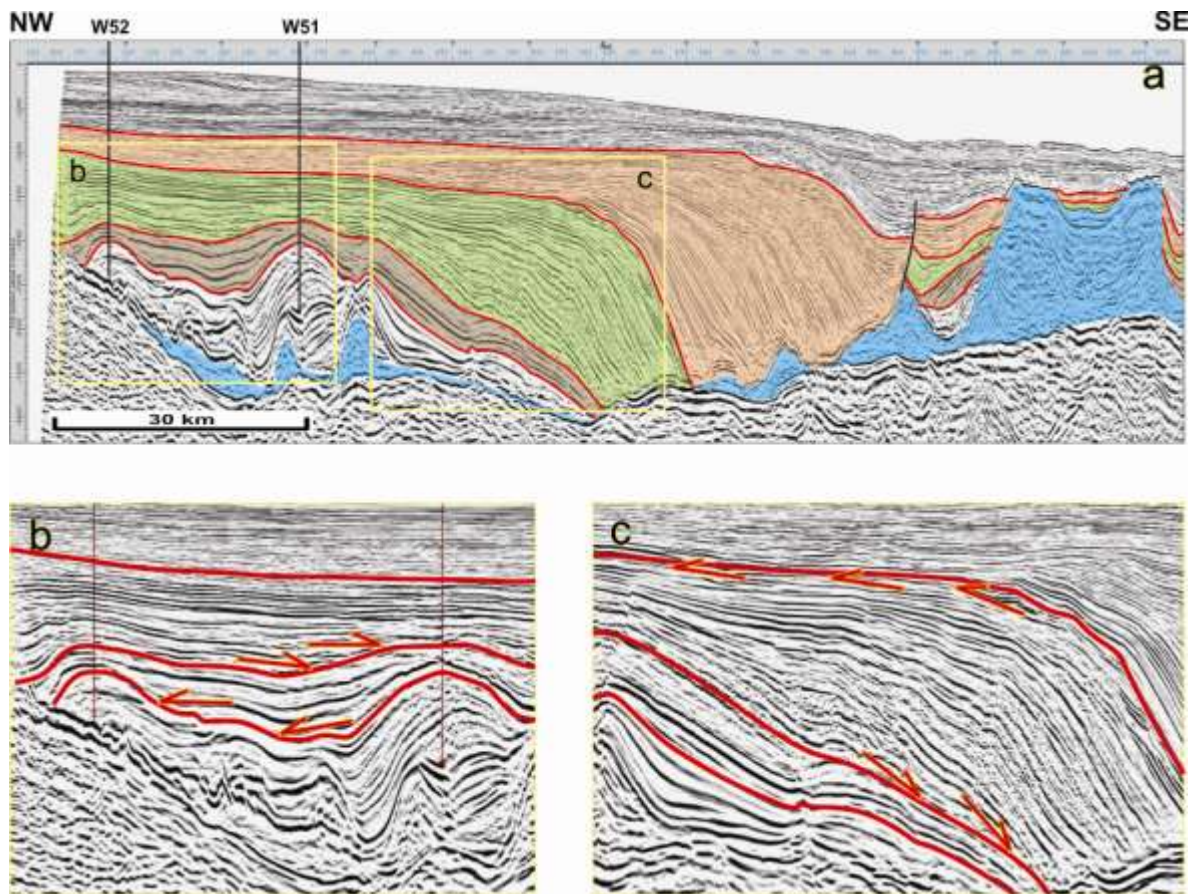


Figura 12. Línea sísmica interpretada en profundidad. **a)** interpretación de los límites de las secuencias S_1 , S_2 y S_3 . **b y c)** recuadros que destacan los criterios utilizados para la interpretación de los límites. Ver ubicación de la línea en la **Figura 9.**

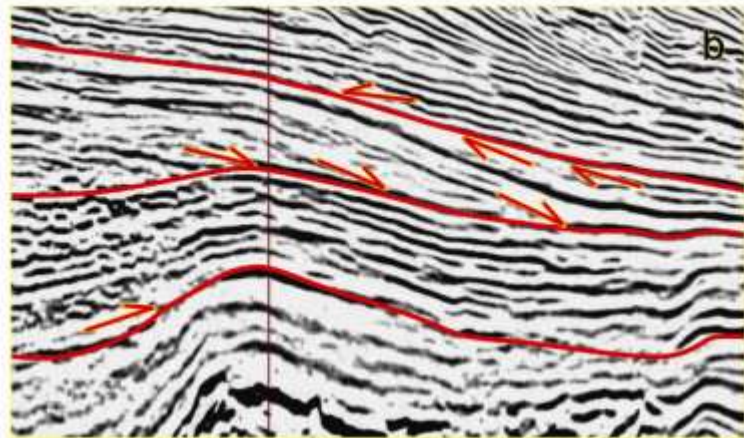
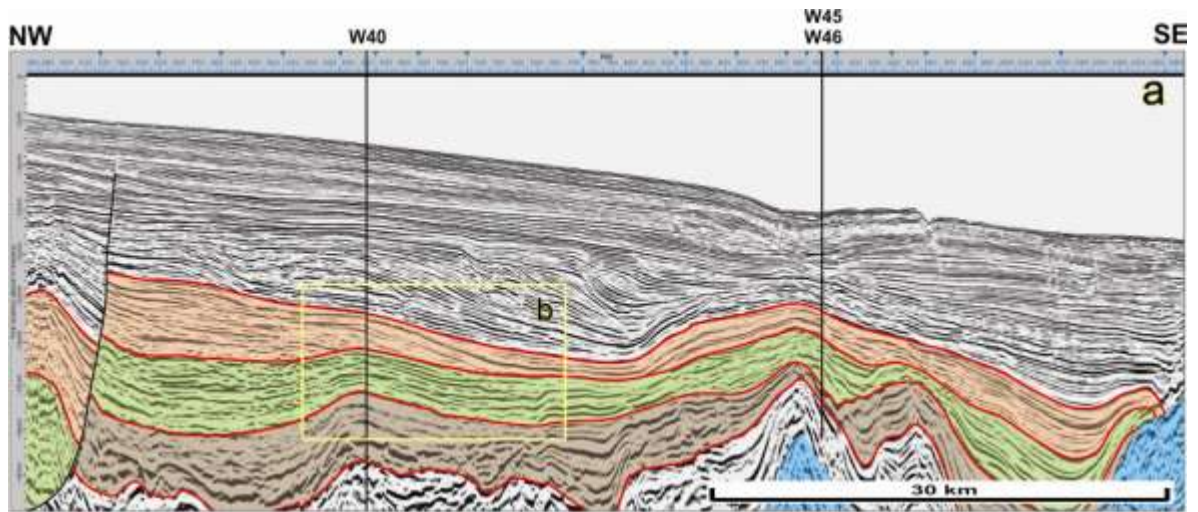


Figura 13. Línea sísmica interpretada en profundidad. **a)** interpretación de los límites de las secuencias S_1 , S_2 y S_3 . **b)** recuadros que destacan los criterios utilizados para la interpretación de los límites. Ver ubicación de la línea en la **Figura 9.**

Una vez se identificaron de los cuatro límites de secuencias en cada uno de los 83 pozos, se logró comprobar que en el registro litológico de cada uno de los 83 pozos, el Cretáceo Superior estaba conformado por tres secuencias deposicionales genéticamente relacionadas de segundo orden, anteriormente reportadas por Modica & Brush, (2004).

Adicionalmente al final de esta fase de reconocimiento de secuencias, se logró la obtención de una primera aproximación a lo que sería la paleogeografía del Cretáceo Superior en la Cuenca de Santos; se generaron correlaciones estratigráficas en dirección perpendicular a la línea de costa (**Figura 14**), que permiten evidenciar algunas características fisiográficas de la Cuenca, tales como localización de importantes depocentros, paleoaltos y algunos otros rasgos como posibles áreas fuentes de sedimentos; en total se generaron 6 correlaciones estratigráficas (**Anexos 1 al 6**), las cuales se encuentran soportadas según los límites identificados en perfiles sísmicos y estos límites a su vez calibrados por datos bioestratigráficos.

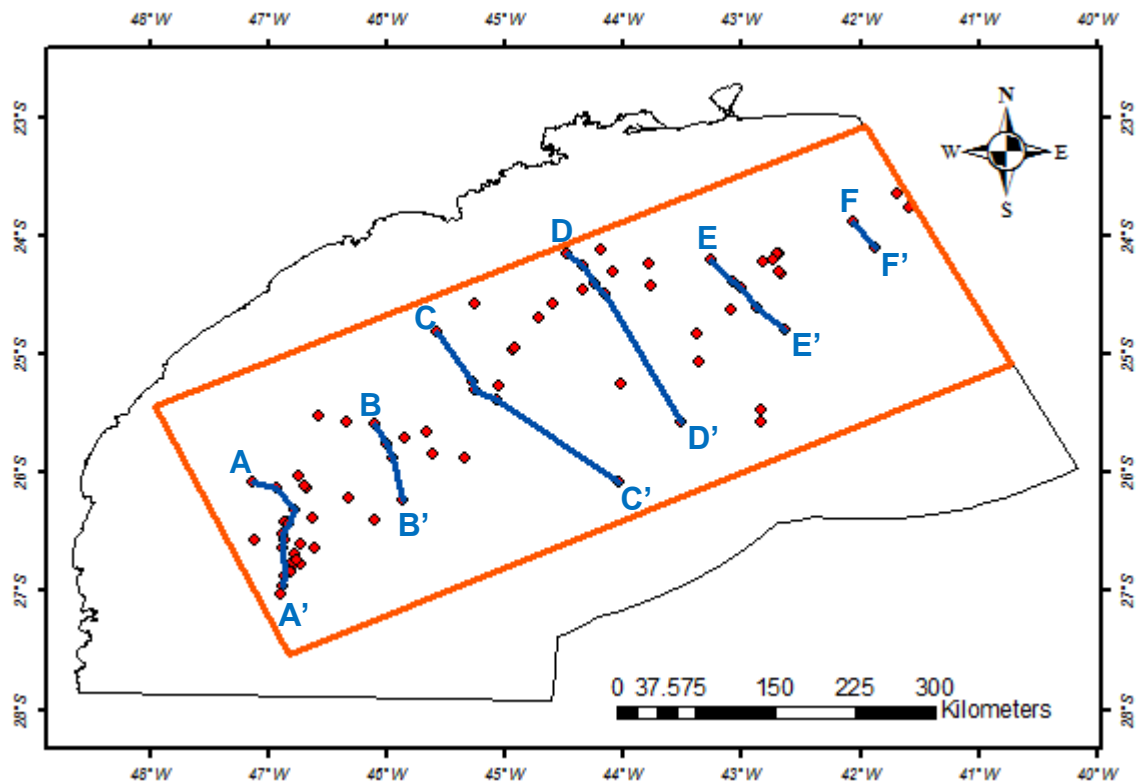


Figura 14. Localización de las seis correlaciones estratigráficas (líneas en color azul) en dirección perpendicular a la línea de costa.

5.4. FASE DE GENERACIÓN DE MAPAS PALEOGEOGRÁFICOS

Tal como se propuso en la fase de reconocimiento de secuencias, se logró con base en métodos sismoestratigráficos y bioestratigrafía, el reconocimiento de las tres secuencias deposicionales S_1 , S_2 y S_3 en los 83 pozos disponibles para este estudio. El siguiente paso en la metodología fue la generación de mapas paleogeográficos, la cual se apoya en dos pilares básicos, el reconocimiento de las zonaciones paleobatimétricas y la definición de electrofacies, sin embargo estas dos herramientas están a su vez ligadas a la expresión sísmica y a estudios previos que han tenido lugar en la Cuenca de Santos, entre los más representativos se encuentran los resultados de los estudios reportados por Modica & Brush, (2004) y Pallozzi & Dirk, (2004) en donde se muestran las

variaciones que han tenido la línea de costa (*shoreline*) y el quiebre de la plataforma (*shelf-break*) a lo largo del Periodo Cretáceo, así como también los resultados del estudio de consultoría regional mostrados por Schlumberger, (2011), en el cual se generó un mapa paleoambiental y de litofacies para el Cretáceo Superior.

Cada mapa paleogeográfico que se obtuvo al final de esta fase, ilustra diferentes vistas en el tiempo (intervalos de 11 Ma. aproximadamente) dentro del cual tuvo lugar el desarrollo de cada una de las secuencias S₁, S₂ y S₃; en general cada intervalo y su correspondiente modelo paleogeográfico representan los cambios en la curva eustática global de segundo orden reportada por Haq *et al.*, (1987); a su vez, la interpretación de estos cambios eustáticos proveerá un soporte en la predicción de las potenciales áreas con favorabilidad de condiciones para el desarrollo de almacenadores de hidrocarburos. Teniendo en cuenta la clasificación de los ambientes deposicionales marinos propuesta por Tipsword *et al.*, (1966), la cual es ampliamente aceptada y en la actualidad es la clasificación adoptada por la SEPM (*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* ahora *Society for Sedimentary Geology*), se establecen para este trabajo las siguientes 8 subdivisiones acorde a Tipsword *et al.*, (1966), como los ambientes a representar para cada una de las secuencias S₁, S₂ y S₃ (**Figura 15**).

- I) Continental – No Marino.
- II) Transicional – Bahías de agua salobre, marismas, *lagoons*, estuarios.
- III) Plataforma Interna – Nerítico somero: 0 – 20 m (0 – 66 ft.).
- IV) Plataforma Media – Nerítico Medio: 20 – 100 m (66 – 328 ft.).
- V) Plataforma externa – Nerítico Profundo: 100 – 200 m (328 – 656 ft.).
- VI) Talud Superior – Batial Superior: 200 – 500 m (656 – 1640 ft.).
- VII) Talud Inferior – Batial Inferior: 500 – 2000 m (1640 – 6560 ft.).
- VIII) Abisal: >2000 m (>6560 ft.).

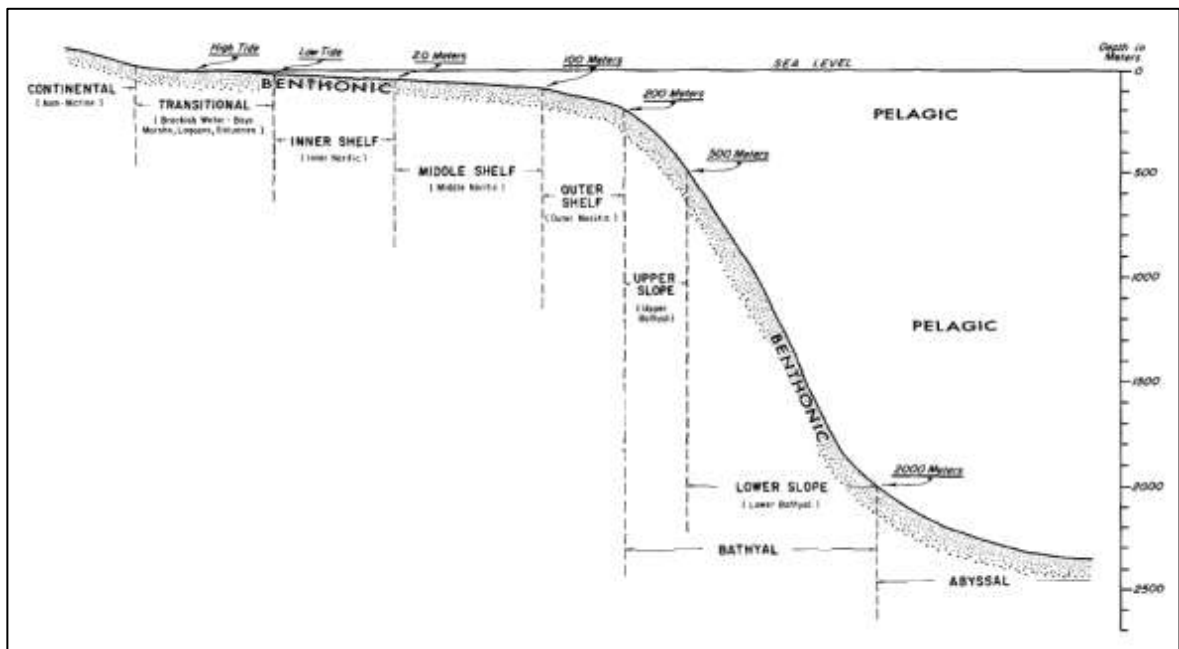


Figura 15. Clasificación de ambientes en función de la profundidad de agua (batimetría). Tomado de Tipsword *et al.*, 1966.

Posteriormente, para el reconocimiento de las zonaciones paleobatimétricas se propuso la utilización de las cartas bioestratigráficas disponibles en los reportes micropaleontológicos realizados a rípios de perforación, los cuales databan la ocurrencia de los diferentes géneros y especies de foraminíferos, nanofósiles calcáreos, palinomorfos y en menor proporción algunas especies de ostrácodos; una vez extraídos los nombres de las especies y géneros de estos organismos fósiles, se avanzó en la búsqueda de la paleobatimetría asociada a cada uno de ellos, para lo cual se utilizó las descripciones paleoecológicas provenientes de catálogos disponibles en internet y de uso libre, tales como el portal web <http://portal.chronos.org> y el catálogo de *Ellis & Messina* disponible en el portal web <http://www.micropress.org>, además de otros libros de micropaleontología. Como producto de esta actividad se sintetizó una tabla generalizada (**Tabla 1**), que muestra en diferentes columnas los tipos de ambientes según la clasificación de Tipsword *et al.*, (1966) asociado a cada uno de estos organismos fósiles.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
CONTINENTAL	TRANSICIONAL	PLATAFORMA INTERNA	PLATAFORMA MEDIA	PLATAFORMA EXTERNA	TALUD SUPERIOR	TALUD INFERIOR	ABISAL
		<i>Charophytes</i> <i>Clavithedbergella</i> <i>Hedbergella</i> <i>Hedbergella brittonensis</i> <i>Praebulimina</i> <i>Siphogenerinoides</i> <i>Trochammina</i> spp.	<i>G. havanensi</i> <i>G. spinosa</i> <i>Globotruncana imbricata</i> <i>Globotruncana marginata</i> <i>Globotruncana fomicata</i> <i>M. sigali</i> <i>Marginotruncana renzi</i> <i>Praebulimina</i> <i>Siphogenerinoides</i> <i>Trochammina</i> spp.	<i>G. stuarti</i> <i>A. cretacea</i> <i>G. arca</i> <i>G. bulloides</i> <i>G. conica</i> <i>G. falsostuart</i> <i>G. gansseri</i> <i>G. havanensis</i> <i>G. spinosa</i> <i>G. stuartiformis</i> <i>G. ventricos</i> <i>Globotruncana fomicata</i> <i>Globotruncana angusticarinata</i> <i>Globotruncana coronata</i> <i>Globotruncana globigerinoides</i> <i>Globotruncana paraventricosa</i> <i>Globotruncana helvetica</i> <i>Globotruncana imbricata</i> <i>Globotruncana lapparenti</i> <i>Globotruncana linneiana</i> <i>Globotruncana marginata</i> <i>Globotruncana primitiva</i> <i>Globotruncana renzi</i> <i>Globotruncana sigali</i> <i>Globotruncana ventricosa</i> <i>Heterohelix</i> <i>Lenticulina</i> <i>M. sigali</i> <i>P. elegans</i> <i>Praebulimina</i> <i>Praeglobotruncana</i> <i>Praeglobotruncana stephani</i> <i>Praeglobotruncana turbinata</i> <i>R. fomicata</i> <i>R. fomicata</i> <i>R. rugosa</i> <i>Rhabdommina/Bathysiphon</i> <i>Siphogenerinoides</i> <i>W. archaecretacea</i>	<i>Dicarinella</i> spp. <i>G. gansseri</i> <i>M. sinuosa</i> <i>R. fomicata</i> <i>Rugoglobigerina rugosa</i> <i>siphogenerina bramlettei</i>	<i>Praebulimina</i> <i>Rotalpora</i>	
		<i>Marthasterites furcatus</i>	<i>M. furcatus</i>	<i>A. cymbiformis</i> <i>C. kampfneri</i> <i>L. quadratus</i> <i>M. Staurophora</i> <i>M. Murus</i> <i>P. Cretacea cretacea</i> <i>Q. trifidum</i> <i>R. anthophorus</i>	<i>E. eximius</i> <i>Lithastrinus grilli</i> <i>Arkhangelskiella</i> spp. <i>A. pareus</i>	<i>A. pareus</i> <i>Eiffelithus exumius</i>	<i>Eiffelithus exumius</i>
<i>Classopollis classoides</i> <i>Equisetosporites</i> <i>Gnetaceapollenites</i> <i>P. irfusoroides</i> <i>Trifossapollenites</i>	<i>Dinogymnium</i> <i>Elatocolpites verrucatus</i> <i>Odontochitina</i> <i>Odontochitina costata</i> <i>Senegalinium bicavatum</i> <i>Trichodinium castaneum</i>	<i>Ariaclosidites</i> spp. <i>Bahiaporites reticularis</i> <i>D. acuminatum</i> <i>Dynogyninium</i> spp. <i>Exochosphaeridium</i> spp. <i>Expressipollis</i> sp. <i>H. emelianovi</i> <i>Odontochitina porifera</i> <i>P. australinum</i> <i>Pediastrum bifidites</i> <i>Subtilisphaera</i> spp. <i>Trichodinium castaneum</i>	<i>Cordosphaeridium</i> <i>Expressipollis</i> sp. <i>Odontochitina</i> spp. <i>Oligosphaeridium</i> complex	<i>P. gabonense</i>	<i>L. siphoniphorum</i>	<i>L. siphoniphorum</i>	

Tabla 1. Cuadro que muestra los diferentes géneros y especies de foraminíferos (en rojo), nanofósiles calcáreos (en azul) y palinomorfos (en verde) asociados a su correspondiente ocurrencia paleobatimétrica.

Luego de haber encontrado una significancia paleobatimétrica de los diferentes géneros y/o especies de organismos fósiles en los pozos con estudios bioestratigráficos disponibles, se procedió a extrapolar arealmente ésta información paleobatimétrica pozo a pozo a lo largo de toda la Cuenca, con el fin de obtener un modelo de las variaciones que ha tenido la línea de costa (*shoreline*) y el quiebre de la plataforma (*shelf-break*) a través de las secuencias S₁ (Cenomaniano - Turoniano), S₂ (Coniaciano - Campaniano Temprano) y S₃ (Campaniano Tardío - Maastrichtiano).

Paralelo al reconocimiento y modelado de la paleobatimetría, a manera de soporte de las interpretaciones paleobatimétricas, se utilizaron los registros de pozo disponibles, con el propósito de definir electrofacies que caracterizaran un tipo de ambiente en particular. Los registros de pozo disponibles consistían principalmente de curvas de rayos gamma y resistividad. Principalmente se tuvo en cuenta los modelos de electrofacies propuestos por Serra, (1985) y Rider, (2002).

En general se consideraron cuatro asociaciones de electrofacies (**Tablas 2, 3, 4 y 5**), las cuales resultan básicamente de la descripción cualitativa del tipo de trazado que exhiben las curvas en los registros de pozo, a las cuales se les asocio a un tipo de ambiente según modelos reportados en la literatura; esta descripción cualitativa de las curvas se basa en la caracterización de las formas, tendencias, cambios abruptos o anomalías, variaciones en las líneas base, entre otros rasgos que pueden ser observables en los registros y que en el marco teórico de éste documento fueron tratados con mayor profundidad.

ELECTROFACIES INTERPRETATIVA	DESCRIPCIÓN	EJEMPLO
<p style="text-align: center;">AMBIENTE CONTINENTAL</p>	<p>La secuencia vertical es granodecreciente hacia arriba y en la curva de rayos gamma se caracteriza por presentar un perfil aserrado que constituye una geometría en forma de campana, donde los valores de radioactividad van aumentando hacia el tope de estas electrofacies. El contacto inferior es abrupto, mientras que el contacto superior ocurre de forma gradual. En la curva de resistividad se observa disminución de la misma hacia el tope. El espesor promedio de estas electrofacies puede variar entre 15 a 40 metros. La superposición o apilado de cuerpos con características similares a las de canales y planicies aluviales constituyen una sucesión de electrofacies que corresponden a un ambiente continental.</p>	

Tabla 2. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente continental.

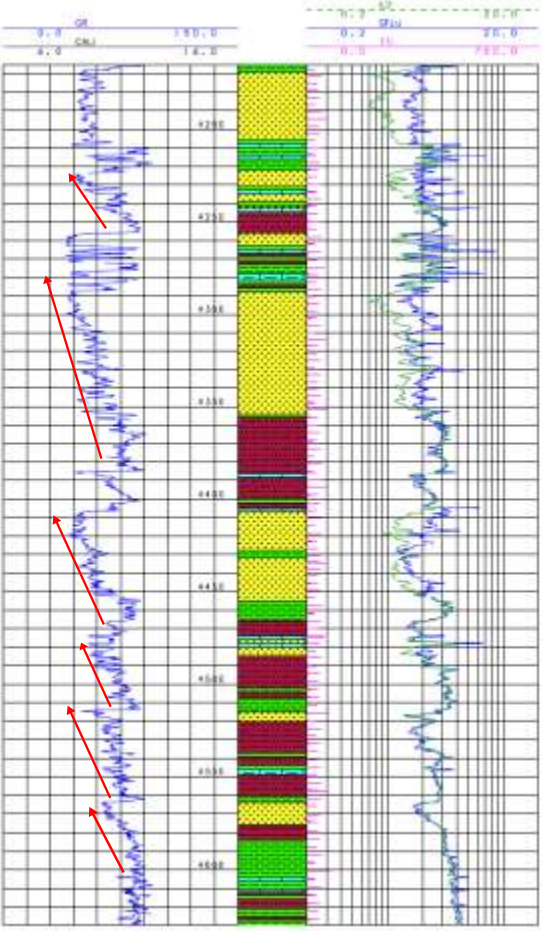
ELECTROFACIES INTERPRETATIVA	DESCRIPCIÓN	EJEMPLO
<p style="text-align: center;">AMBIENTE TRANSICIONAL</p>	<p>Caracterizada por presentar un perfil aserrado que de base a tope forma una geometría de embudo, indica una secuencia vertical granocreciente. El contacto inferior es gradacional mientras que el contacto superior es abrupto. El espesor de los cuerpos de arenitas hacia el tope se hace mayor, indicando el progresivo descenso en distancia entre el sitio de deposición y la desembocadura de los canales distributarios. El espesor promedio de estas electrofacies varía entre 40 y 120 metros. La superposición o apilado de cuerpos con características similares a las de un frente deltaico/prodelta constituyen una sucesión de electrofacies que corresponden a un ambiente marino marginal.</p>	

Tabla 3. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente transicional.

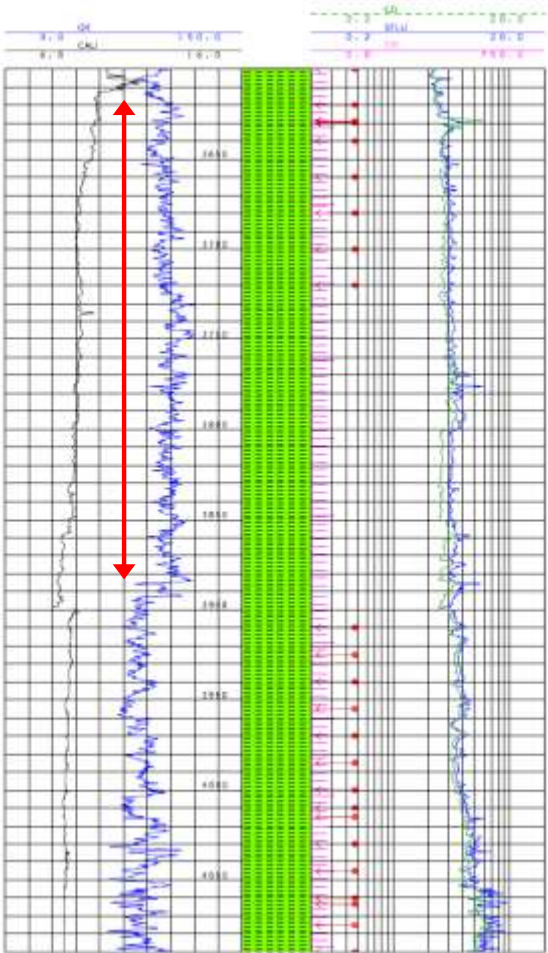
ELECTROFACIES INTERPRETATIVA	DESCRIPCIÓN	EJEMPLO
<p style="text-align: center;">AMBIENTE DE PLATAFORMA CONTINENTAL</p>	<p>Caracterizada por presentar un perfil aserrado, ésta electrofacies no presenta anomalías o cambios abruptos que permitan identificar cuerpos arenosos, los valores de rayos gamma oscilan entre 90 y 110 grados API. Los valores de resistividad disminuyen sutilmente hacia el tope de la secuencia. La superposición o apilado de cuerpos con características similares constituyen una sucesión de electrofacies que corresponden a un ambiente de plataforma nerítica externa – interna.</p>	 <p>The example shows a geophysical log with multiple tracks. A prominent feature is a sawtooth-like pattern in the gamma ray track, which is highlighted by a red double-headed arrow. The log also displays resistivity and other parameters, with a green shaded area indicating a specific interval of interest.</p>

Tabla 4. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente de plataforma.

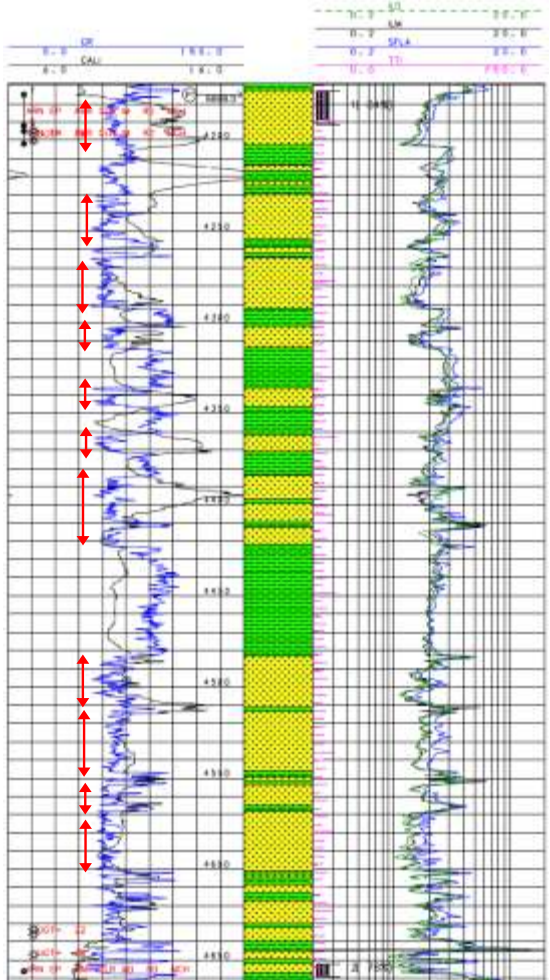
ELECTROFACIES INTERPRETATIVA	DESCRIPCIÓN	EJEMPLO
<p style="text-align: center;">AMBIENTE MARINO PROFUNDO</p>	<p>La secuencia vertical se caracteriza por presentar intercalaciones de cuerpos arenosos y arcillosos, representados en las variaciones en el registro rayos gamma, el cual se muestra aserrado y formando una geometría en cilindro. Tanto el contacto inferior como superior es abrupto. Los valores de resistividad son variables dependiendo el tipo de fluido que se encuentra saturando las arenitas, pero ocasionalmente se muestran altos lo cual sugiere la presencia de hidrocarburos? en los niveles turbidíticos. El espesor promedio de estas electrofacies puede variar entre 10 a 50 metros. La superposición o apilado de este tipo de cuerpos, constituye una sucesión de electrofacies que corresponde a un sistema de abanicos submarinos (turbidítico).</p>	

Tabla 5. Descripción y ejemplo de una sucesión de electrofacies que corresponde a un ambiente marino profundo.

Una vez se obtenido el modelo paleobatimétrico y definido las electrofacies interpretativas para cada una de las secuencias, se procedió a realizar el cruce de estas dos variables, con el fin de representarlas en mapas paleogeográficos, los cuales muestran como los ambientes deposicionales se distribuyen en el área de estudio predefinida. En total se generaron tres mapas paleogeográficos, cada uno de estos correspondientes a las secuencias deposicionales S_1 , S_2 y S_3 (**Figuras 53, 63 y 67**).

6. MARCO TEÓRICO

6.1. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Con el fin de entender y proporcionar un marco estratigráfico sistemáticamente ordenado, se hace necesaria la utilización de un código o guía estratigráfica, el cual fije bases para la estandarización de los términos utilizados en este trabajo. Por ello, la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica (*NACSN* por sus siglas en inglés) ha sostenido un esfuerzo permanente de actualización del código o guía estratigráfica, que culminó con la publicación en 2005 de la versión revisada del existente desde 1983. En este último se menciona la existencia de cuatro categorías principales de unidades que denominadas: i) litoestratigráficas, ii) bioestratigráficas, iii) cronoestratigráficas y iv) geocronológicas, y se definen a continuación:

i) Unidades litoestratigráficas: son cuerpos definidos de estratos sedimentarios, ígneos extrusivos, metasedimentarios o metavolcánicos, que se distinguen y delimitan por sus características líticas y su posición estratigráfica. Por lo general una unidad litoestratigráfica es estratificada y de forma tabular, además obedece a la Ley de la Superposición. La unidad básica de la clasificación litoestratigráfica es la Formación y sus límites (tanto vertical como lateral) se ubican en lugares de cambio lítico (*NACSN*, 2005).

ii) Unidades bioestratigráficas: son cuerpos de roca que se definen o caracterizan por su contenido fósil. Los fósiles en su mayoría son contemporáneos con el cuerpo de roca que los contiene, incluyendo aquéllos procedentes de ambientes sedimentarios distintos pero coexistentes. La unidad básica de la clasificación bioestratigráfica es la biozona y sus límites tanto verticales como laterales están marcados por el incremento o decremento en abundancia de uno o más componentes de la fauna o de la flora (*NACSN*, 2005).

iii) Unidades cronoestratigráficas: son una unidad material, y consiste de un cuerpo de roca formado durante un lapso temporal específico. Tal unidad representa sólo aquellas rocas que se formaron durante ese intervalo. Los límites de las unidades cronoestratigráficas son sincrónicos y se definen en un estratotipo designado con base en rasgos paleontológicos o físicos observables en las rocas. Idealmente, los límites de las unidades cronoestratigráficas son independientes de la litología, contenido fósil o de otros elementos materiales de subdivisión estratigráfica, pero en la práctica, la correlación o extensión geográfica de estos límites depende en parte de tales rasgos (NACSN, 2005).

iv) Unidades geocronológicas: son divisiones de tiempo que tradicionalmente se distinguen con base en el registro de las rocas, según lo expresan las unidades cronoestratigráficas. Una unidad geocronológica no es una unidad estratigráfica (es decir, no es una unidad material), sino que corresponde al lapso temporal de una unidad cronoestratigráfica establecida; su inicio y final corresponden a la base y el tope del referente (NACSN, 2005).

6.2. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La estratigrafía secuencial, es un modelo conceptual ampliamente desarrollado por investigadores de la escuela Exxon durante los últimos 20 años, como una continuación a las ideas e hipótesis inicialmente propuestas por autores como Vail *et al.*, (1977); Posamentier *et al.*, (1991) y Van Wagoner *et al.*, (1990). La importancia del modelo de estratigrafía de secuencias es que proporciona un armazón estratigráfico coherente que define y relaciona los diferentes patrones de sedimentación que se acumulan durante los ciclos de nivel relativo del mar. La estratigrafía de secuencias representa una de las herramientas geológicas y geofísicas más utilizadas en los análisis de cuencas, la cual puede emplearse en una variedad de ambientes sedimentarios, desde continental hasta marino profundo, e incluyendo rocas siliciclásticas y carbonatadas.

El término 'secuencia' se define como una sucesión concordante de estratos genéticamente relacionados limitados en su base y tope por discontinuidades o sus conformidades correlativas (Mitchum *et al.*, 1977a). La secuencia representa la unidad fundamental del modelo estratigráfico de secuencias (Payton, 1977).

El enfoque original de la estratigrafía de secuencias, considera al eustatismo como el principal control estratigráfico del patrón de apilado dentro de una secuencia deposicional y también del tipo de discontinuidad que esté limitándola (Mitchum *et al.*, 1977a). Sin embargo, desde 1980, diferentes autores han adoptado distintas aproximaciones para definir una secuencia deposicional y las superficies estratigráficas que las limitan (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990 y Hunt & Tucker, 1992), estos investigadores consideran la influencia de los efectos de la subsidencia o el levantamiento tectónico sobre los eventos eustáticos; como resultado, se introduce el termino nivel base para describir aquella superficie dinámica de equilibrio entre erosión y deposición, controlada por la interacción entre el tectonismo y el eustatismo, adicionalmente se incorpora otro término que relaciona el espacio entre el nivel base y el substrato deposicional, el cual define la cantidad disponible de espacio de acomodación para la sedimentación, este es el denominado espacio de acomodación (**Figura 16**).

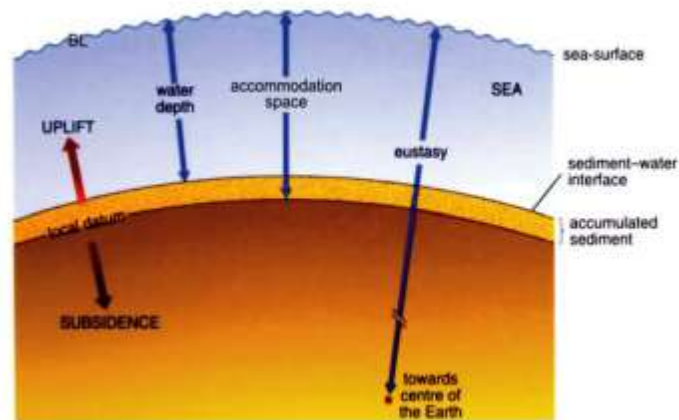


Figura 16. Concepto nivel relativo del mar y espacio de acomodación en función de la interacción con la subsidencia o levantamiento. Tomado de Embry, 2009.

Por lo anterior, la interacción entre el aporte de sedimentos y el espacio de acomodación ejercen el principal control en el desplazamiento y posición de la línea de costa, para lo cual se presentan dos escenarios fundamentales: i) transgresión, que ocurre cuando la línea de costa migra en dirección hacia el continente y ii) regresión, cuando ésta migra en dirección hacia el interior de la cuenca (**Figura 17**) (Posamentier *et al.*, 1988).

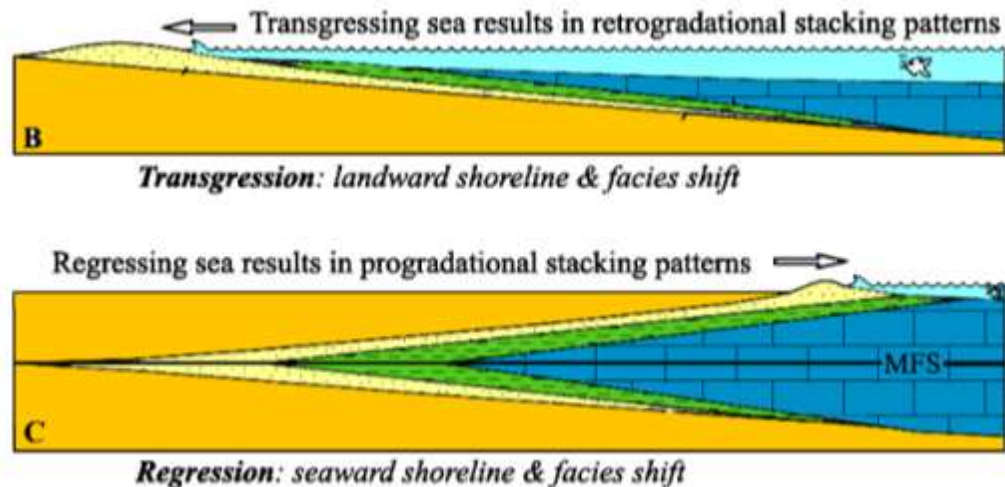


Figura 17. Eventos de transgresión y regresión generados por el desplazamiento de la línea de costa. Tomado de Catuneanu, 2006.

La metodología del estudio estratigráfico secuencial tiene como objetivo analizar el registro estratigráfico y las discontinuidades en términos de tasas de sedimentación y acomodación del sedimento (Catuneanu, 2006), este método además permite la clasificación de las sucesiones de estratos con base en el patrón de apilado o *stacking* y sus superficies estratigráficas limitantes. Basado en la interacción entre el aporte de sedimentos y el espacio de acomodación disponibles, tres tipos principales de patrones de apilado pueden ocurrir, i) retrogradación (transgresión), cuando la acomodación supera la sedimentación y la línea de costa migra hacia el continente; ii) agradación, cuando la sedimentación y la acomodación están en equilibrio, generando sedimentación

vertical y permanencia en una posición de la línea de costa; y iii) progradación (regresión), cuando la sedimentación supera el espacio de acomodación y la línea de costa migra en dirección hacia la cuenca (**Figura 18**).

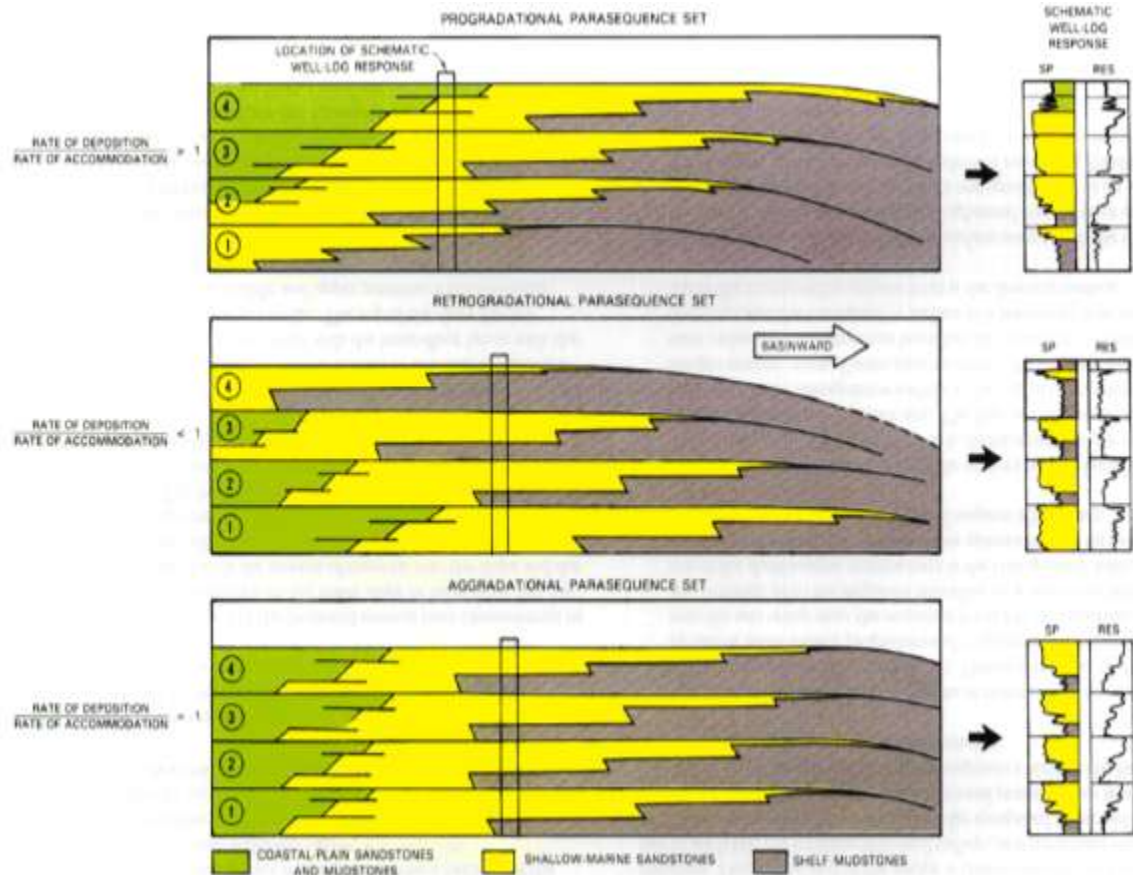


Figura 18. Principales patrones de apilado o *stacking* estratigráfico, Retrogradacional, Agradacional y Progradacional. Tomado de Bally, 1987.

Además, de acuerdo a los factores nivel base y aporte de sedimentos, que favorecen el desarrollo de una tendencia regresiva, ésta puede ser clasificada en i) regresión forzada, cuando el nivel base desciende y la línea de costa es forzada a regresar independientemente del aporte de sedimentos, generando amplia exposición subaérea y fuerte erosión hasta en partes distales de la plataforma (límite de secuencia Tipo 1 según Catuneanu, (2006)) (**Figura 19**); y ii) regresión

normal, cuando el aporte de sedimentos sobrepasa el espacio de acomodación disponible y la línea de costa regresa, generando solamente menor exposición y erosión en las partes proximales de la plataforma (límite de secuencia Tipo 2 según Catuneanu, (2006)) (**Figura 19**).

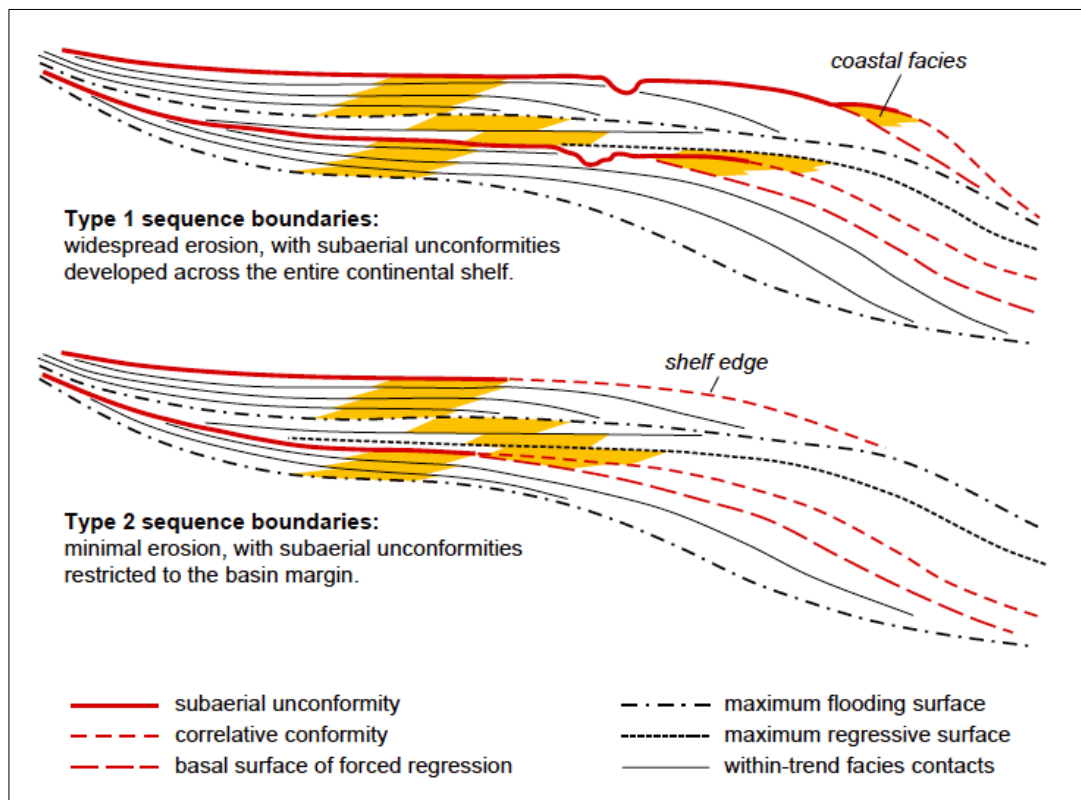


Figura 19. Límites de secuencias Tipo 1 y Tipo 2. Obsérvese que el límite Tipo 1 incluye exposición subaérea incluso hasta el quiebre de la plataforma, mientras que el Tipo 2 solo en las porciones proximales. Tomado de Catuneanu, 2006.

Por otra parte, la sucesión de sedimentos depositados durante cualquiera de estas etapas de desplazamientos de la línea de costa, forman un *System Tract*, el cual representa la unidad básica de una secuencia deposicional. Los *systems tracts* son interpretados teniendo en cuenta los patrones de apilamiento, posición dentro de la secuencia y tipos de superficies limitantes.

6.3. ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA

La estratigrafía sísmica es una herramienta de interpretación, empleada para la definición de secuencias deposicionales y sus facies sedimentarias a partir de datos sísmicos. Esta herramienta fue desarrollada inicialmente para el mapeo de secuencias depositadas en un contexto tectónico de margen continental pasivo; sin embargo, su aplicación se ha extendido a diferentes contextos tectónicos (*sags* intracontinentales, cuencas *rift*, cuencas *foreland*, etc).

Uno de los principios básicos de la estratigrafía sísmica, consiste en la interpretación de terminaciones y configuraciones de las reflexiones sísmicas para el reconocimiento y la correlación de secuencias en la predicción de litofacies y ambientes deposicionales (Mitchum *et al.*, 1977b).

Las reflexiones sísmicas son generadas por las superficies que separan estratos con diferentes propiedades acústicas (definidas en función de la densidad, la composición y la porosidad, entre otras propiedades de las rocas); estas reflexiones por lo general tienen superficies paralelas a las capas, las cuales a su vez representan un carácter cronoestratigráfico, es decir, no sólo las reflexiones sísmicas reflejan las variaciones litológicas de los estratos (Emery & Myers, 1996), sino que también representan superficies de carácter cronoestratigráfico, como límites de secuencias, superficies de inundación y discordancias, además de estas, otras superficies relacionadas con variaciones en las propiedades acústicas del medio, tales como el contacto agua-petróleo, intrusiones, fallas y zonas de alteración diagenética pueden producir reflexiones sísmicas (Cruz, 2008).

En estratigrafía sísmica, la individualización de las secuencias deposicionales se hace a partir de los patrones de terminación de las reflexiones, cuyos principales tipos son *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamiento o conformidades (**Figura 20**) (Mitchum *et al.*, 1977b).

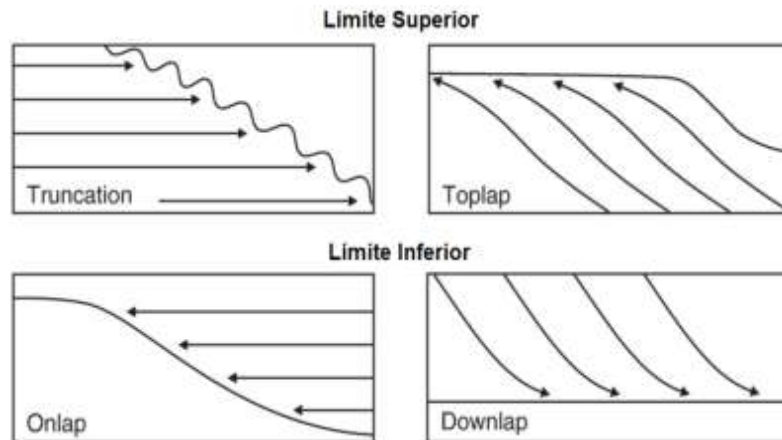


Figura 20. Patrones de terminaciones de los reflectores que definen una secuencia sísmica. Modificado de Catuneano *et al.*, 2009.

Mitchum *et al.*, (1977b) enuncia que normalmente las secuencias sísmicas están caracterizadas hacia la base por terminaciones en *onlap* y *downlap* sobre una discordancia o por relaciones de concordancia sobre una conformidad correlativa, y por truncamientos erosiónales, *toplaps* y terminaciones concordantes al tope (**Figura 21**).

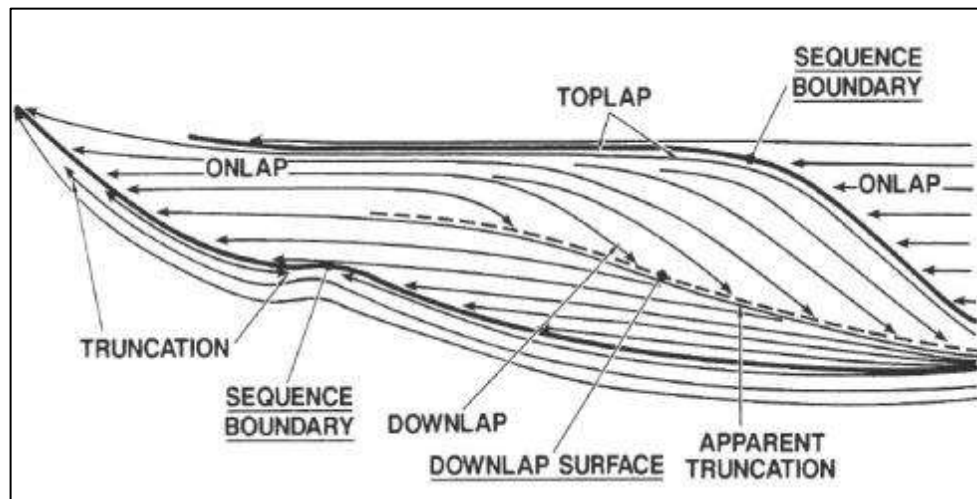


Figura 21. Patrones de terminaciones de los reflectores y su relación con el reconocimiento de límites de secuencias. Tomado de Bally, 1987.

Más allá de la delimitación de secuencias deposicionales, la interpretación de los patrones internos de reflexión que componen las facies sísmicas, pueden predecir el tipo de litología, procesos de sedimentación y las características deposicionales que componen determinada unidad estratigráfica (Brown & Fisher, 1977).

Los principales tipos de patrones de reflexión están ilustrados en la **Figura 22** y serán discutidos a continuación de acuerdo al concepto de Mitchum *et al.*, (1977b).

Los patrones de reflexiones paralelos/subparalelos (**Figura 22a y 22b**) indican una tasa de depositación constante y uniforme, sobre una superficie estable o bajo condiciones de subsidencia constante, mientras que el patrón divergente (**Figura 22f**) sugiere variaciones laterales en la tasa de depositación, inclinación progresiva de la superficie de depositación o la acción simultánea de estos dos factores.

La configuración o patrón caótico (**Figura 22d**) consiste en reflexiones discordantes y discontinuas, que indican un ambiente de alta energía y/o deformaciones sin y post-deposicionales, tales como estratos cruzados, pequeñas fallas, estructuras de *slumps* o estratificación convoluta. Por otra parte, estratos intensamente deformados y litologías homogéneas no estratificadas, generalmente pueden mostrar un patrón transparente (**Figura 22e**).

La configuración *hummocky* (**Figura 22i**) se compone de pequeños reflectores, discontinuos, irregulares, subparalelos que forman un patrón segmentado con terminaciones no sistemáticas, este patrón está asociado a flujos gravitacionales en sistemas deltaicos o de abanicos submarinos.

El patrón progradante lo constituyen estratos depositados sobre superficies inclinadas, cuya superposición lateral genera clinofomas que pueden ser oblicuas (paralelas y tangenciales), sigmoideas, complejo sigmoideo-oblicuo y entejados.

La configuración oblicua (**Figura 22l y 22m**) está asociada a tasas altas de aporte de sedimentos, alta energía de deposición, baja o nula tasa de subsidencia y de nivel relativo del mar estacionario.

El patrón sigmoideo (**Figura 22k**), sugiere tasas bajas de aporte de sedimentos, tasas relativamente rápidas de subsidencia y/o aumento rápido del nivel relativo del mar, típicamente este patrón se asocia a ambientes de baja energía.

La configuración entejada (**Figura 22ñ**) es un patrón progradacional de pequeño espesor, con reflectores internos de buzamiento suave, normalmente asociados a deposición en aguas poco profundas.

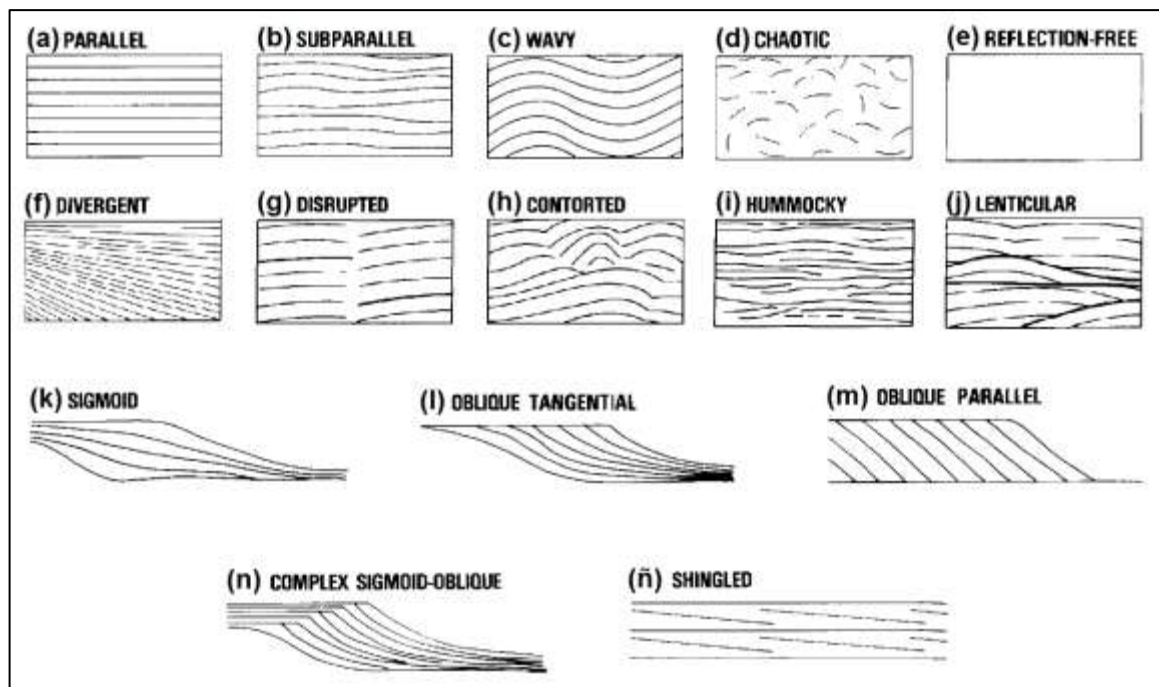


Figura 22. Patrones internos de reflexiones que definen las facies sísmicas. **a)** Paralelo; **b)** Subparalelo; **c)** Onduloso; **d)** Caótico; **e)** Transparente; **f)** Divergente; **g)** Segmentado; **h)** Contorsionado; **i)** *Hummocky*; **j)** Lenticular; **k)** Sigmoideo; **l)** Oblicuo tangencial; **m)** Oblicuo paralelo; **n)** Complejo sigmoideo-oblicuo; **ñ)** Entejado. Tomado de Mitchum *et al.*, 1977b.

Con respecto a la forma externa, las secuencias deposicionales pueden presentar geometrías que están directamente relacionadas con el ambiente y los sistemas deposicionales en el que fueron depositados. Los principales tipos de geometría externa (**Figura 23**) según modelos de Mitchum *et al.*, (1977b) son:

Las geometrías en forma de hoja, hoja ondulada, cuña y banco (**Figura 23a, 23b, 23c y 23d**), típicamente están relacionadas con depositación en ambientes de planicies aluviales, de plataforma y de llanura abisal. La geometría en forma de lente (**Figura 23e**) es común que ocurra en clinofomas progradantes, mientras que las geometrías montiformes (**Figura 23f**) son características de sedimentación que ocurre topográficamente más elevada, como resultado de procesos sedimentarios, volcánicos o biogénicos en sistemas de abanicos submarinos, lobos de *slumps*, turbiditas, bancos carbonaticos y arrecifes. Las geometrías de relleno (**Figura 23g**) son interpretadas como estratos que se encuentran rellenando alguna depresión o de relieve negativo generado por erosión en los estratos subyacentes, sus estructuras típicamente forman canales o abanicos.

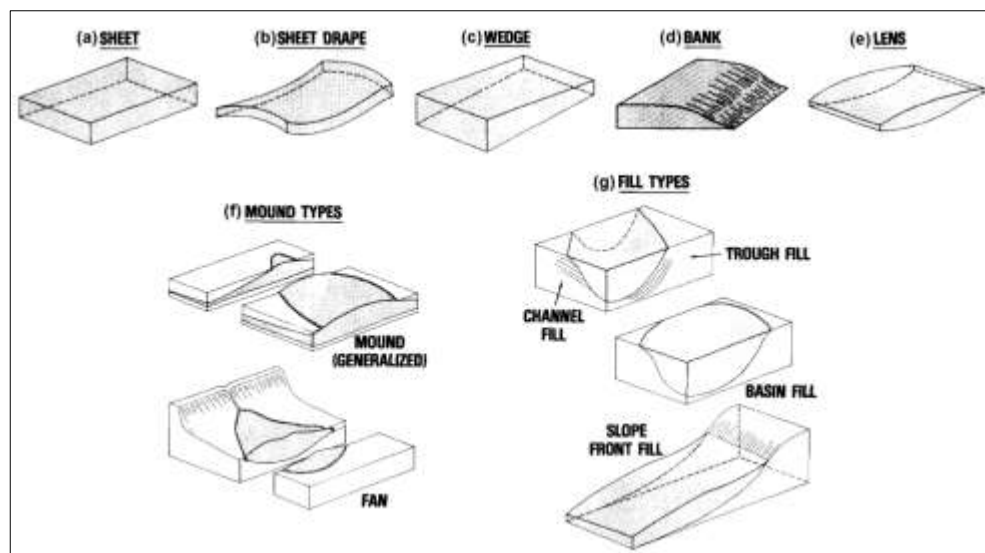


Figura 23. Geometrías externas típicas de las secuencias sísmicas. **a)** Hoja; **b)** Hoja ondulada; **c)** Cuña; **d)** Banco; **e)** Lente; **f)** Montiformes; **g)** De relleno.

Tomado de Mitchum *et al.*, 1977b.

6.4. REGISTROS DE POZO & ELECTROFACIES

Los registros de pozo son técnicas in situ que se utilizan para obtener mayor información de los parámetros físicos y geológicos del subsuelo, tales como: litología, cantidad de petróleo y gas, saturación de agua, resistividad de las rocas, porosidad de las mismas entre muchas otras. A continuación se presentan las generalidades de los registros de pozo más utilizados hoy en día:

- **Registro de rayos Gamma:** Este registro mide el grado de radiactividad de una formación. Las arcillas (o minerales arcillosos) suelen tener una respuesta gamma radiactiva relativamente alta, y en consecuencia los registros de rayos gamma se toman como una buena medida del tamaño de grano y subsecuentemente de la energía deposicional del mismo. El rango de valores de los rayos gamma se mide en unidades API. El registro de rayos gamma es uno de los registros más utilizados para el análisis e interpretación de electrofacies (SEPM, 2011).

- **Registro potencial espontaneo (SP):** Este registro mide la corriente eléctrica que ocurre naturalmente en las paredes del pozo como resultado de las diferencias de salinidad entre el agua de formación y el filtrado de lodo en el pozo; se utiliza como indicador de capas permeables (incluyendo la determinación de arenas permeables y arcillas impermeables) o para la localización de los límites de las capas (SEPM, 2011).

- **Registro de resistividad:** La resistividad se define como el grado en que un material resiste el flujo de la corriente eléctrica. Este registro mide la resistividad total (el recíproco de la conductividad) de la formación. La resistividad es función de la porosidad y el tipo de fluido que se encuentre saturando los poros en una roca. Este registro es útil para la determinación de los tipos de fluidos en las formaciones y en ocasiones se utiliza como un indicador de la litología de la formación (SEPM, 2011).

- **Registro neutrón:** Este registro mide la porosidad de la formación, indicando en su respuesta la cantidad de hidrógeno presente en la formación. Este registro usualmente en combinación con el registro de densidad es útil en la estimación de la litología (SEPM, 2011).

- **Registro de densidad:** Este registro es una medida de la densidad total de la formación y es principalmente utilizado como una medida indirecta de la porosidad. La densidad es comúnmente utilizada junto con los registros de neutrón para determinar la litología de la formación (SEPM, 2011).

- **Registro sísmico:** Este registro mide de la velocidad del sonido en la formación, la cual está relacionada con la porosidad y la litología de la roca. Así, si la litología de la formación es conocida, este registro puede ser utilizado para determinar su porosidad. Las arcillas tienen una menor velocidad (alto tiempo de tránsito) que areniscas de la misma porosidad, por lo cual este registro es un buen indicador del tamaño de grano (SEPM, 2011).

La idea de utilizar los registros de pozo como herramientas para estudios sedimentológicos surgió por primera vez hacia 1957 en Estados Unidos, estudiando el Delta del Mississippi, se encontró que la curva de potencial espontáneo (SP) presentaba geometrías características, cada una de estas corresponde a una facies de un cuerpo de arena en particular (Serra, 1985).

Por otra parte el término electrofacies fue introducido por Serra & Abbott, (1980) y ha sido definido como 'el conjunto de las respuestas de los registros, las cuales caracterizan un cuerpo y permiten que éste sea distinguible de los demás'. Las electrofacies usualmente pueden ser asignadas a una o más litofacies como respuesta a las mediciones de las propiedades físicas de las rocas. Mediante el análisis de la curva de SP (equivalente al *gamma ray*), el tipo de contacto (abrupto

o progresivo) entre arenas y arcillas, y la forma de la curva (suavizada o aserrada; cóncava, rectilínea o convexa) se establecen las electrofacies.

En general existen cinco tendencias que pueden ser reconocidas en los registros de pozo (**Figura 24**), las cuales son comúnmente observadas en registros de rayos gamma y de potencial espontáneo, pero se pueden obtener conclusiones similares con neutrón-densidad y en algunos casos, con registros de resistividad (SEPM, 2011).

i) Forma cilíndrica: presenta límites definidos y ausencia de abruptos cambios al interior; esta tendencia es predominante en las arenas de canales fluviales, turbiditas (por lo general con grandes espesores), y en arenas eólicas; las evaporitas también puede tener tendencia cilíndrica en rayos gamma (**Figura 24**).

ii) Forma de embudo: se caracteriza por presentar una disminución gradual hacia arriba en la respuesta de rayos gamma. En ambientes marinos poco profundos, esta tendencia refleja un cambio entre litologías ricas en arcillas a litologías ricas en arenas y un incremento hacia el tope en la energía deposicional, reflejado en un aumento en el tamaño de grano (**Figura 24**).

iii) Forma de campana: se caracteriza por presentar un aumento gradual hacia arriba en la respuesta de rayos gamma y refleja un decremento ascendente del tamaño de grano, así como también de la energía deposicional. En un ambiente no marino, el granodecrecimiento hacia arriba indica meandros o depósitos estuarinos con una disminución hacia arriba en la velocidad del fluido dentro de un canal (sedimentos más gruesos en la base del canal). En un ambiente marino somero, esta tendencia refleja una profundización hacia arriba y una disminución de la energía deposicional (retroceso de la línea de costa). En ambientes marinos profundos, esta tendencia refleja las facies más distales de abanicos submarinos (reducción del contenido de arena) (**Figura 24**).

Adicionalmente se reconocen dos tendencias compuestas por la asociación de dos de las formas anteriormente citadas.

iv) Forma simétrica o de barril: se caracteriza por presentar de abajo hacia arriba un decremento gradual, seguido de un incremento gradual en la respuesta del registro de rayos gamma. Este patrón generalmente resulta de la progradación y retrogradación de sedimentos clásticos (**Figura 24**).

v) Forma dentada o aserrada: se caracteriza por presentar pequeñas variaciones de altos valores en la respuesta del registro de rayos gamma. Esta tendencia representa agradación entre arcillas o limos; en ambientes continentales ocurre en llanuras de inundación fluvial; y en ambientes marinos poco profundos se presenta en plataformas dominadas por tormentas (**Figura 24**).

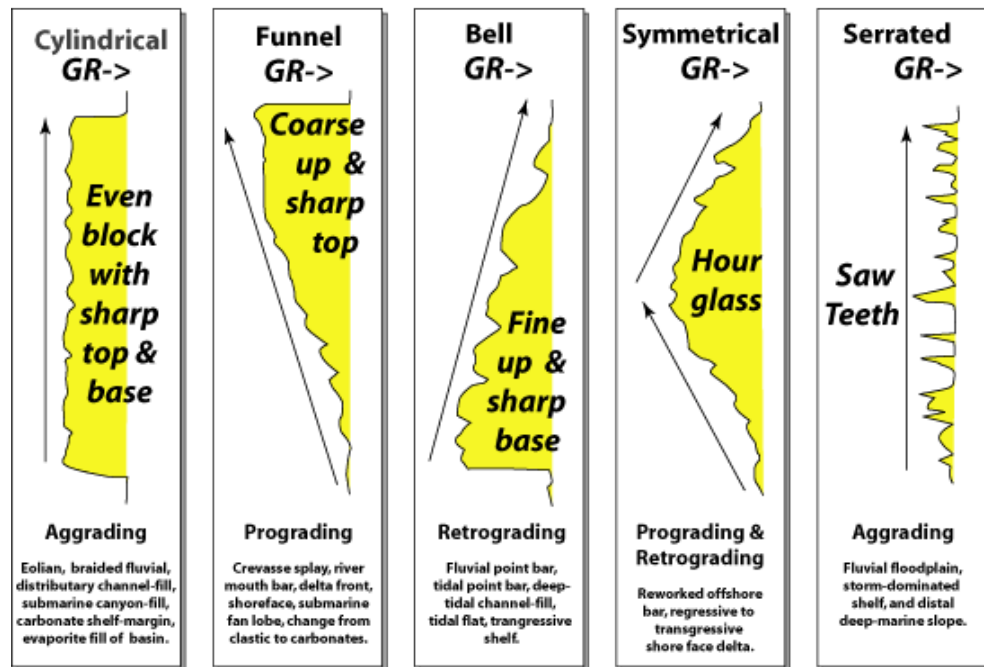


Figura 24. Patrones característicos de la respuesta del registro de rayos gamma.

Tomado de SEPM, 2011.

Rider, (2002) en su libro de registros de pozos recopiló las respuestas típicas del registro de rayos gamma de diferentes sistemas siliciclásticos deposicionales, las cuales se muestran en la **Figura 25**.

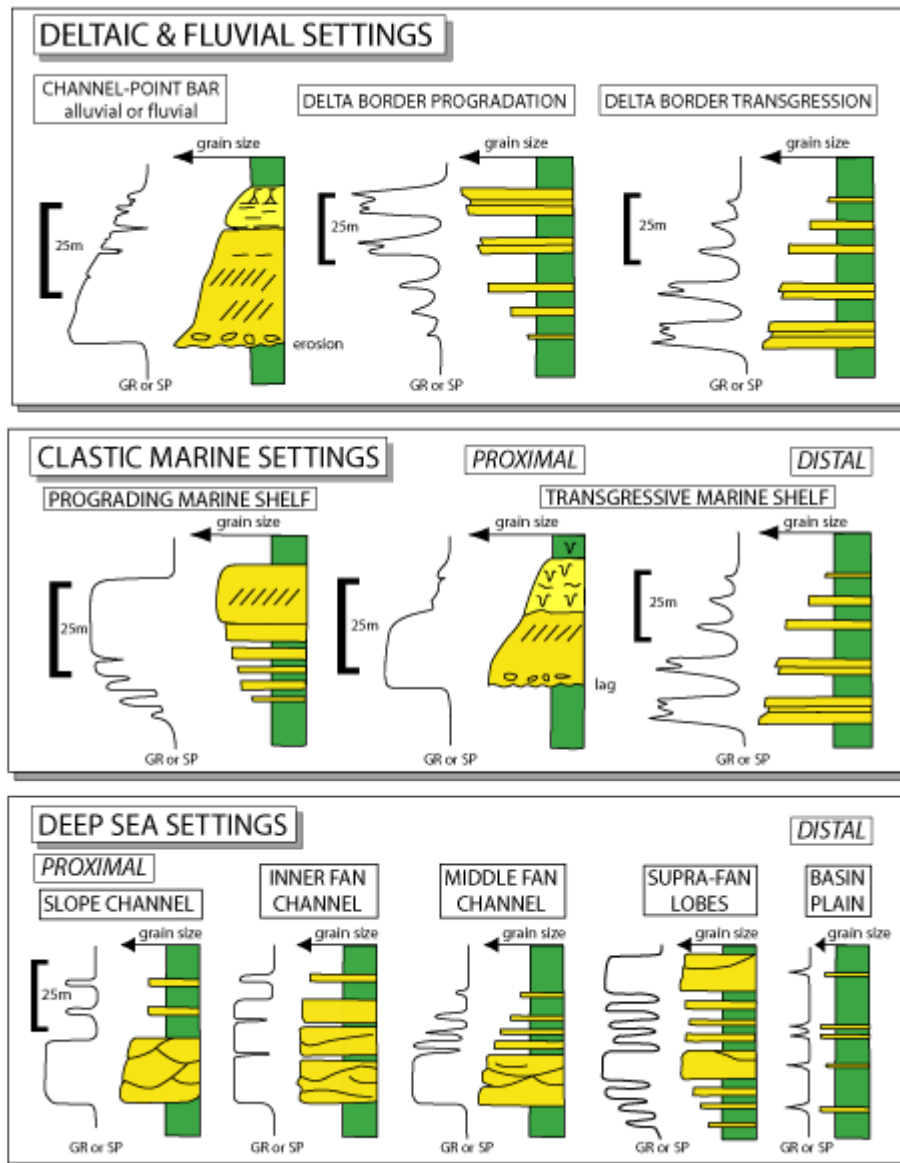


Figura 25. Respuestas típicas del registro de rayos gamma en diferentes sistemas siliciclásticos. Tomado de Rider, 2002.

6.5. PALEOGEOGRAFÍA & AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN

Un ambiente deposicional o sistema sedimentario es una parte de la superficie terrestre que se caracteriza porque sus propiedades físicas, químicas y biológicas, son distintas de sus áreas adyacentes. Una definición más amplia de ambiente deposicional es la de 'lugar de la superficie terrestre en el que se llevan a cabo procesos sedimentarios que pueden individualizarse de sus zonas adyacentes por sus características físicas, químicas y biológicas, que van también a determinar las propiedades del sedimento convertido en roca' (Boggs, 2006).

Un aspecto importante a considerar dentro del estudio de los ambientes deposicionales, es la sedimentación, que está fuertemente gobernada por el principio del uniformitarianismo, el cual enuncia que 'los procesos que actuaron en el pasado son los mismos que hoy actúan sobre la superficie terrestre'; es por ello que el estudio de los ambientes recientes es la clave para la reconstrucción de ambientes antiguos.

Los sedimentos se presentan en ambientes geológicos complejos y cambiantes que dejan su registro sobreimpuesto en la roca sedimentaria resultante, sin embargo, un análisis detallado de las relaciones estratigráficas, facies, composición, texturas, estructuras y contenido fósil, puede reflejar la naturaleza y la secuencia de estos ambientes por individual.

En la **Figura 26** se presenta en forma generalizada la naturaleza de los procesos que dominan los ambientes sedimentarios y que determinan las propiedades de sus depósitos. Un medio sedimentario puede ser un lugar de erosión, no depósito o acumulación; donde en general los ambientes expuestos subáereamente son típicamente erosivos, mientras que los subacuáticos son principalmente sitios de acumulación; no obstante, algunos medios sedimentarios pasan por periodos de erosión, equilibrio y acumulación (Boggs, 2006).

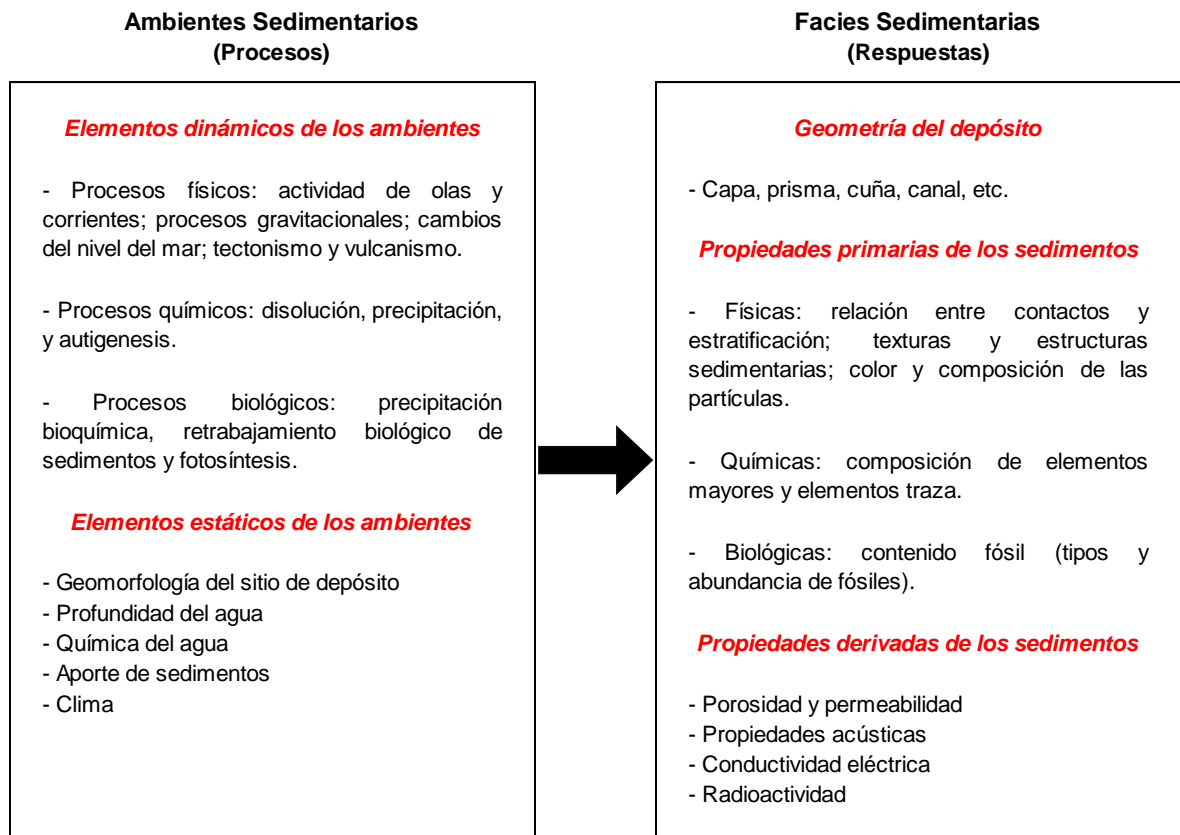


Figura 26. Naturaleza de los procesos que controlan los ambientes sedimentarios y que determinan las propiedades de sus depósitos. Modificado de Boggs, 2006.

6.5.1. Clasificación de los ambientes sedimentarios

Al definir y reconstruir los ambientes sedimentarios antiguos, resulta útil tener en cuenta la clasificación de ambientes o medios sedimentarios presentes actualmente en la corteza terrestre, en la cual se reconocen las siguientes categorías de ambientes: i) continentales, ii) transicionales y iii) marinos (**Figura 27**); dicha clasificación se basa en el tipo e intensidad de los procesos sedimentarios que los controlan, además de la influencia del clima (en medios continentales) y de la batimetría, procesos de transporte y origen del sedimento (en medios marinos) (Slatt, 2006).

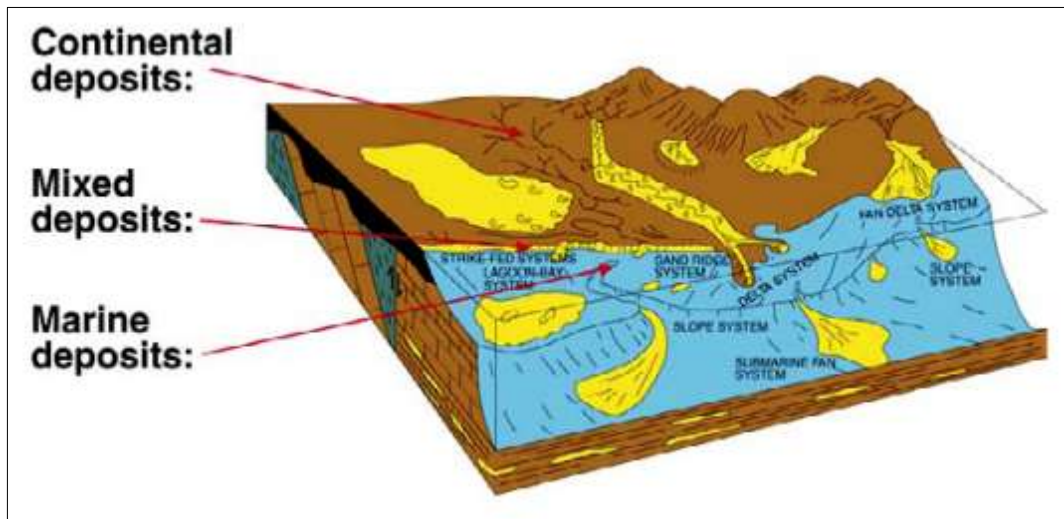


Figura 27. Clasificación general y ubicación relativa de los ambientes sedimentarios, representada en ambientes continentales, mixtos o transicionales y marinos. Tomado de Slatt, 2006.

i) Ambientes continentales: corresponden con los medios terrestres que se encuentran apartados de la orilla del mar (línea de costa), los cuales son considerablemente más diversos y variables que los ambientes marinos, junto con los ambientes transicionales son los medios que mejor se conocen en la actualidad, debido a que son más accesibles; sin embargo son los menos abundantes, debido a que no suelen acumularse en ellos grandes espesores de sedimentos e incluso la conservación de su registro es pobre o en casos nula debido a que pueden ser erosionados fácilmente; en este medio se pueden diferenciar algunos subambientes sedimentarios, tales como: ambientes eólicos y desérticos, ambientes glaciales, ambientes aluviales (abanicos aluviales), ambientes fluviales (corrientes rectilíneas, meándricas y entrelazadas) y ambientes lacustres (Malandrino, 2007).

ii) Ambientes transicionales: corresponden con la zona limítrofe entre el continente y el mar, que si se analiza desde el punto de vista geológico y geomorfológico, es una zona cambiante con el tiempo que está sujeta a las

transgresiones y regresiones marinas, por lo tanto será una zona fluctuante, que unas veces pertenecerá al dominio continental y otras al dominio marino. A esta zona se le denomina de transición y los subambientes sedimentarios en ella ubicados se les engloba bajo el denominativo de medios transicionales, tales como: ambientes deltáicos, ambientes proximocosteros (playas, islas barrera, lagoons y bahías) (Malandrino, 2007).

iii) Ambientes marinos: corresponde con la zona que comienza en el borde del mar y que es netamente ocupada por agua. Se puede subdividir de una manera general en dos categorías o reinos principales: el pelágico, que se refiere a la masa de agua en sí, y el bentónico, que se refiere a los substratos de sedimentos en el fondo; A su vez, la zona pelágica puede subdividirse en agua que yace sobre las plataformas continentales (ambiente nerítico) y agua que está más allá de las plataformas continentales en las cuencas oceánicas más profundas (ambiente oceánico); por su parte el reino bentónico tiene también subdivisiones, que se correlacionan más o menos con las subdivisiones pelágicas: plataforma y mares someros, arrecifes y plataforma carbonática (donde existe el máximo dominio de vida, sedimentación orgánica e intensa sedimentación detrítica), fondos oceánicos (regiones batial, abisal y hadal). En una forma general los medios marinos se pueden clasificar en términos de la batimetría o profundidad de la columna de agua (**Figura 28**) (Malandrino, 2007).

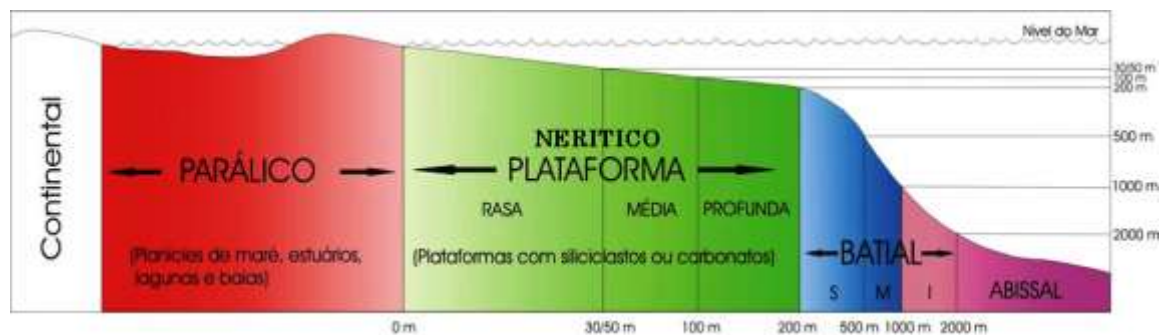


Figura 28. Clasificación de los ambientes marinos en función de la profundidad de agua (batimetría). Tomado de Pallozi & Dirk, (2004).

La paleogeografía se considera una rama de la geología histórica, la cual tiene como objetivo reconstruir las condiciones paleoambientales durante un tiempo determinado; los resultados de las interpretaciones de los ambientes sedimentarios antiguos y/o reconstrucciones paleogeográficas, en la mayoría de los casos se plasman en mapas de dos dimensiones, en el que se representa la geografía física reconstruida para un tiempo concreto del pasado geológico, incluyendo información sobre la distribución de las tierras y mares, de las líneas de costas, de la morfología de los relieves emergidos, de la batimetría de los sumergidos, de la dirección de las corrientes dominantes y de la distribución de los distintos tipos de sedimentos y de las áreas sin depósito. Los mapas paleogeográficos se elaboran a partir de la observación y reconocimiento de evidencias directas e indirectas en el registro litológico y paleontológico (facies) de la misma región y del intervalo de tiempo correspondiente, reinterpretando las facies en función del medio sedimentario, la batimetría y morfología del relieve, y añadiendo los datos de paleocorrientes (Vera, 1994).

Al interpretar la paleogeografía de una cuenca, ésta permite hacer predicciones de la presencia y extensión de depósitos de interés económico (rocas reservorios, carbón, metales preciosos, etc).

La mayoría del material que se acumula en el talud continental está en una situación inestable y tiende a ser transportados pendiente abajo. Los movimientos de material pueden ser clasificados de acuerdo al grado interno de deformación de la masa de sedimento movida; esta deformación oscila entre derrumbes (*Slides*) en los que la deformación es mínima, flujos de escombros (*Debris Flows*), con deformación moderada y corrientes de turbiedad (*Turbidity Currents*) en las que el sedimento entra en suspensión en la masa de agua y la deformación es completa (**Figura 30**). Los derrumbes se pueden convertir en flujos de escombros y/o corrientes de turbiedad dependiendo de una variedad de factores como el volumen y la naturaleza de los sedimentos involucrados, su grado de compactación y el contenido de agua de la masa, también el ángulo de inclinación de la pendiente afecta marcadamente así como la intensidad del mecanismo que libera el flujo (Shanmugam, 2006).

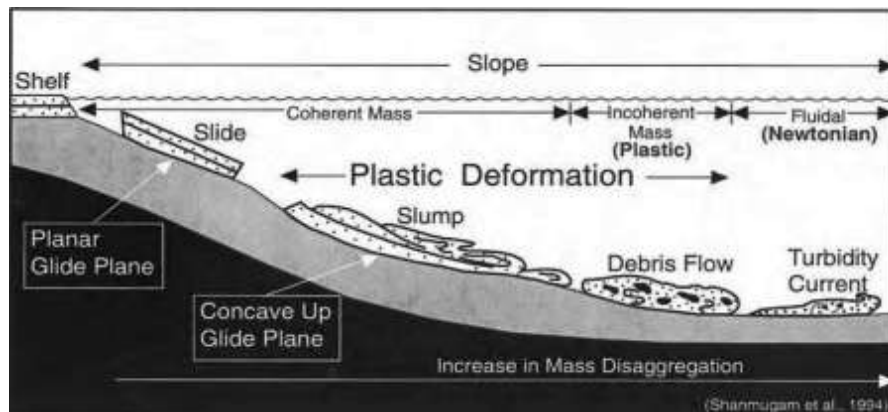


Figura 30. Tipos de movimientos de masa que ocurren en el talud, de acuerdo con el grado de deformación interna de la masa. Tomado de Shanmugam, 2006.

Las corrientes de turbiedad o *Turbidity Currents* son corrientes de alta velocidad que generalmente transportan grandes cantidades de material en suspensión (**Figura 30**), estas corrientes se consideran responsables de la incisión de los cañones submarinos (*Submarine Canyons*), de la formación de abanicos submarinos (*Submarine Fans*) y de la deposición de areniscas en las planicies

abisales. Las corrientes de turbiedad se generan en forma similar a los *Slides* y *Debris Flows* y son un mecanismo que favorece el transporte de sedimentos desde el talud continental hacia aguas más profundas. La deposición de turbiditas se debe al decrecimiento marcado en la velocidad de flujo influenciada por algún cambio de pendiente. Los sedimentos se depositan en forma de lóbulos (*Submarine Fans*) que pueden tener hasta cientos de kilómetros de diámetro, flujos turbidíticos posteriores viajan sobre los abanicos submarinos y excavan canales sobre ellos, llevando el sedimento aún más lejos. La fracción más gruesa de sedimento se encuentra en las partes del abanico más cercanas su ápice mientras que las arenitas y limolitas se depositan radialmente hacia la periferia del abanico, por su parte las arcillas permanecen en suspensión y se depositan encima de los sedimentos mencionados anteriormente (Shanmugam, 2006).

La **Figura 31** muestra el modelo deposicional de Walker, (1978), que pretende explicar la relación entre la descripción de facies de turbiditas y su posición en términos paleoambientales, es decir relaciona el modelo de facies con la morfología del abanico y con el ámbito de depósito.

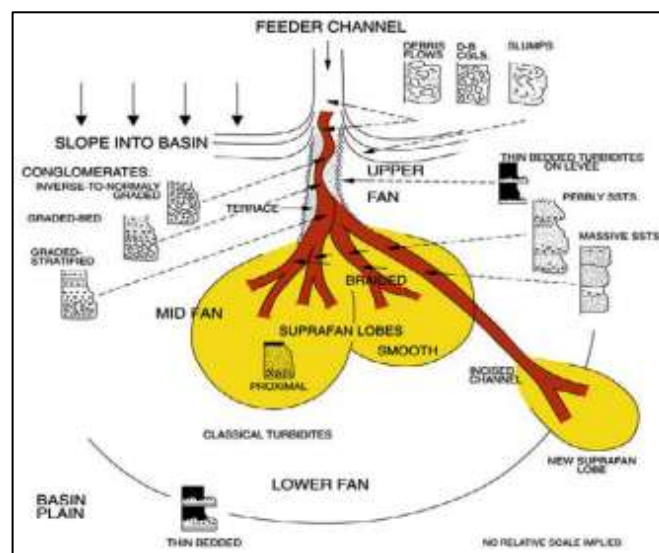


Figura 31. Modelo generalizado de deposición de facies turbidíticas de Walker, (1978). Tomado de Slatt, 2006.

Respecto a la clasificación descriptiva de los depósitos turbidíticos, Villamil, (1996) resume la clasificación original de Bouma, (1962). La **Figura 32** muestra la secuencia de facies turbidíticas clásica de Bouma, (1962). Las capas de la Secuencia Bouma generalmente tienen forma tabular; la distinción entre facies se hace con base en la homogeneidad textural y con base en el espesor de las capas. Los espesores de las capas son indicadores ambientales útiles que permiten fácil reconocimiento en afloramientos. El espesor de las capas está relacionado con el tamaño de grano y con la secuencia de estructuras sedimentarias internas (Villamil, 1996).

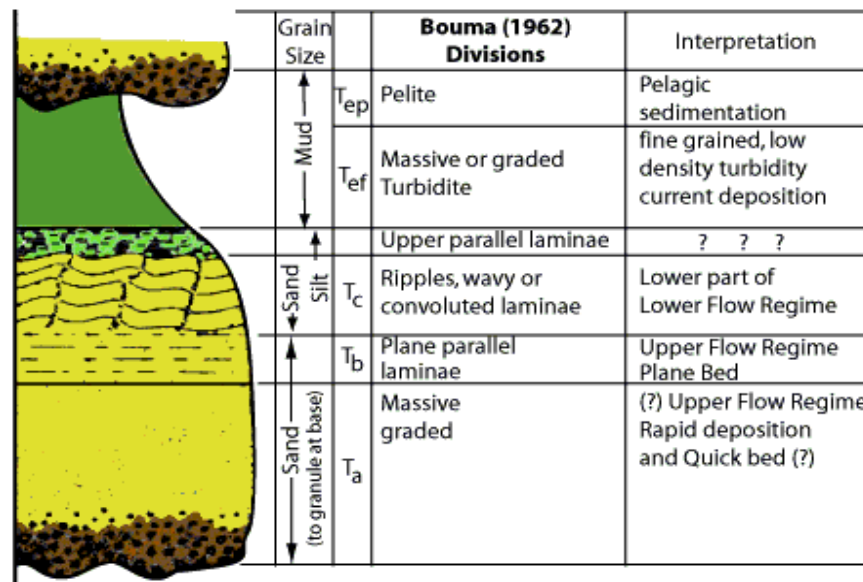


Figura 32. Modelo de facies clásico de la secuencia de Bouma, (1962) y su interpretación. Tomado de Shanmugam, 2006.

La expresión sísmica de los reservorios turbidíticos es muy variable, sin embargo la mayoría de estos reservorios están asociados con reflexiones que varían entre abultamientos sísmicos (*Mounded Reflections*) y reflexiones de alta amplitud plano paralelas. Además las propiedades del reservorio, como siempre dependen del tamaño de grano, del calibrado, de la diagénesis y de la distribución regional, entre otros (Slatt, 2006).

En términos de estratigrafía de secuencias, la posición de los depósitos turbidíticos juega un papel muy importante en el modelo de estratigrafía secuencial. El modelo original de Vail *et al.*, (1977) y la escuela Exxon hace énfasis en la importancia de los diferentes tipos de depósitos turbidíticos en el llamado *Lowstand System Tract (LST)*, en el cual los primeros depósitos del *LST*, por encima del límite de secuencia se consideran generalmente formados por depósitos turbidíticos de grano grueso o *Basin Floor Fans (Figura 33)*.

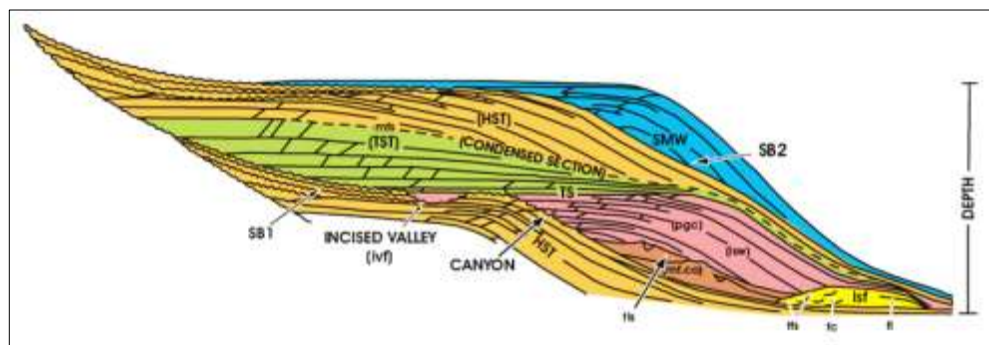


Figura 33. Modelo de estratigrafía secuencial indicando la posición en la que generalmente ocurren las turbiditas. Isf: *Basin Floor Fan*; mf.co: *Slope Fan*; pgc: *Prograding Complex*. Tomado de Slatt, 2006.

Por encima del *Basin Floor Fan* se encuentran las facies del llamado *Slope Fan (Figura 33)*, que también son de origen turbidítico pero representan depósitos de grano más fino; las facies del *Slope Fan* son generalmente complejos de canales típicos de turbiditas; el *Slope Fan* generalmente llena una buena parte del espacio de acomodación del *LST*, hasta que sistemas deltaicos progradacionales de la última fase el *LST* terminan de rellenar este espacio por regresión, a estos últimos sistemas se les denomina *Prograding Complex (Figura 33)*.

La **Figura 34** muestra esquemáticamente la evolución del relleno del *LST*, comenzando desde la deposición del *Basin Floor Fan* y terminando con el *Prograding Complex*. Según Villamil, (1996), en el modelo estratigráfico secuencial

las turbiditas se consideran como depósitos esencialmente del *LST*, sin embargo en cualquier parte de una secuencia se pueden presentar flujos de corrientes de turbiedad, en este caso se tendrían depósitos de turbiditas contemporáneos con el *Highstand System Tract (HST)* o con el *Transgressive System Tract (TST)*, pues se sabe que las corrientes de turbiedad suceden de manera relativamente independiente del nivel del mar (Villamil, 1996), no obstante es preciso notar que cuando el nivel relativo del mar es bajo (*LST*), la morfología de la plataforma y de la transición plataforma-talud se encuentra a menor profundidad de lo normal y por lo tanto no está en equilibrio, haciéndose más susceptible a daños y colapsos, favoreciendo así la formación de corrientes de turbiedad y la consecuente deposición de turbiditas. Por lo anterior se puede establecer una relación general entre el nivel relativo del mar y la cantidad de turbiditas que se depositan, pues durante épocas de bajada del nivel relativo del mar y durante el tiempo en el que el nivel permanece bajo, se favorece la deposición de sistemas de turbiditas.

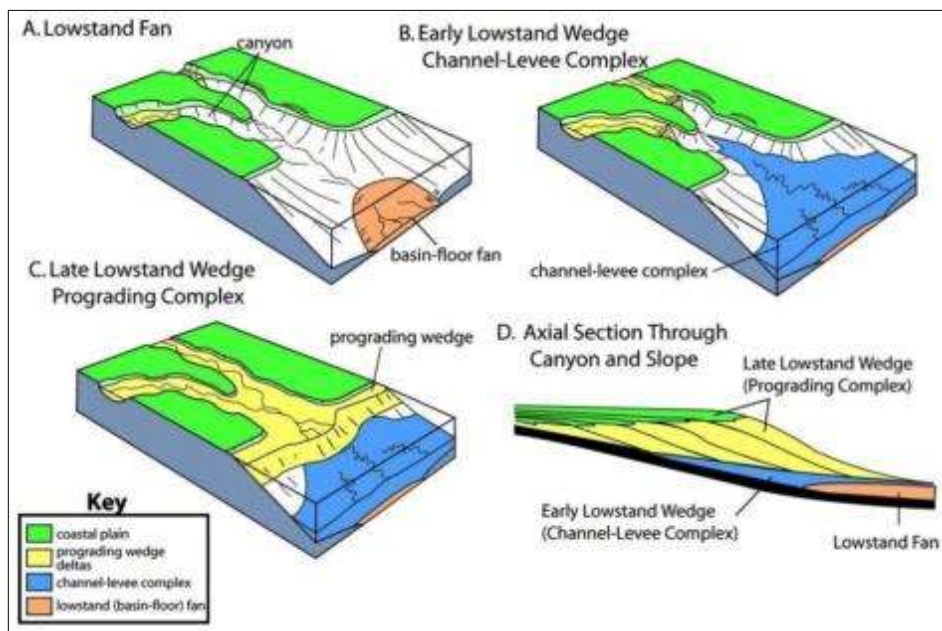


Figura 34. Evolución geológica del relleno del *LST*, desde la deposición del *Basin Floor Fan* (A), pasando por el complejo de canales (B) y terminando con el *Prograding Complex* (C). Tomado de Posamentier *et al.*, 1991.

7. MARCO GEOLÓGICO

7.1. ANTECEDENTES

En la Cuenca de Santos se han realizado varios estudios de carácter regional, que han logrado contribuir de manera significativa al conocimiento y entendimiento de una de las cuencas con mayor potencial petrolífero de la margen Este de la costa brasilera, sin embargo la mayoría de los estudios de los cuales se tiene conocimiento en esta cuenca, principalmente están encaminados al entendimiento de los procesos geodinámicos que condujeron a la apertura del Océano Atlántico Sur (Meisling *et al.*, 2001; Cobbold, 2001; Filho *et al.*, 2005; Aslanian *et al.*, 2009; Lentini *et al.*, 2010; Mohriak *et al.*, 2010) y en menor proporción estudios muy focalizados sobre algunos elementos de los sistemas petrolíferos allí presentes. A continuación, en la **Tabla 6** se hace un breve resumen de algunos de ellos:

Autor	Año	Resumen
GIBBONS <i>et al.</i>	1983	Se elabora una completa evaluación geoquímica de rocas fuente en la Cuenca de Santos, concluyendo que los shales marinos del Cenomaniano-Coniaciano son los que presentan mejor calidad como roca fuente, adicionalmente se sugiere al Paleógeno como tiempo de inicio de la generación y migración de petróleo en esta Cuenca.
COBBOLD <i>et al.</i>	1995	Mediante el modelamiento analógico y múltiples evidencias sísmicas, se describen los principales estilos estructurales compresivos asociados a la tectónica salina que tuvo lugar en la Cuenca de Santos.
MOHRIAK <i>et al.</i>	1995	Se explica cómo en zonas de aguas profundas el Sistema de Fallas de Cabo Frio, ejerce un fuerte control en la estratigrafía de la Cuenca de Santos, además de explicar su implicación con la generación del el <i>gap</i> estratigráfico del Albiano.

ALMEIDA <i>et al.</i>	1996	Con base en correlaciones del magmatismo Cretácico-Terciario en las cuencas marginales de Brasil, se sugiere que la retirada de los continentes fue más rápida en el Sur, en comparación con el Noreste de Brasil.
ALMEIDA <i>et al.</i>	1998	Mediante evidencias directas observadas en campo, se soporta la hipótesis de que el desarrollo inicial de Serra do Mar ha sido a partir de una posición geográfica muy diferente en comparación con la existente hoy en día.
KATZ & MELLO.	2000	Se presentan de forma generalizada los diferentes sistemas petrolíferos de las cuencas marginales de Suramérica, destacando también algunos sistemas petrolíferos análogos exploratorios en el mundo.
COBBOLD <i>et al.</i>	2001	Los autores interpretan y documentan la reactivación que sufrieron algunas estructuras de edad Cretácica y Cenozoica sobre el margen oblicuo del Sureste de Brasil, atribuyéndole causas relacionadas con la combinación de esfuerzos regionales y de la actividad magmática de puntos calientes.
SCHOBENHAUS & BRITO.	2003	Se hace una síntesis de la geología regional de Brasil, enmarcada en el contexto del desarrollo de la plataforma suramericana.
MODICA & BRUSH.	2004	Se presentan los resultados del estudio estratigráfico secuencial de la secuencia <i>post-rift</i> (135 Ma – 0 Ma) de la Cuenca de Santos, donde se logró reconocer once secuencias deposicionales de segundo orden, para las cuales se reconstruye su paleogeografía e historia de llenado.
PALLOZZI & DIRK.	2004	Mediante la aplicación de técnicas de computación y visualización gráfica 3D, se logró modelar datos paleobatimétricos de las cuencas de Campos y Santos, desde el Albiano hasta el Maastrichtiano, además se interpretó la paleogeografía para este intervalo de tiempo.

DICKSON <i>et al.</i>	2005	Los autores presentan las herramientas, así como el desarrollo de una nueva técnica y los conjuntos de datos en el análisis de cuencas, para la definición de provincias hidrocarburíferas en las cuencas marginales conjugadas de Brasil y África.
FILHO <i>et al.</i>	2005	Se destaca la importancia del estudio de los cuerpos ígneos producidos por puntos calientes al Este de Brasil, pues basados en evidencias geológicas, geomorfológicas y geocronológicas de estos cuerpos, los autores concluyen que la placa Suramericana pudo haber experimentado una rotación positiva durante el Eoceno.
MIO <i>et al.</i>	2005	Integrando métodos geofísicos se realiza un modelamiento de la corteza en varias líneas perpendiculares al rumbo deposicional, logrando reconocer un pronunciado estiramiento cortical a lo largo de toda la Cuenca de Santos, evidenciado en la amplia acomodación de la deformación.
SOUZA <i>et al.</i>	2007	Mediante la integración de datos sísmicos 2D, datos gravimétricos y aeromagnetométricos, se llegó a la conclusión de que las fallas de movimiento lateral derecho e izquierdo (fallas de transferencia) determinan la presencia de hidrocarburos, pues durante su desarrollo éstas son capaces de generar trampas y rutas de migración para hidrocarburos.
ASSINE <i>et al.</i>	2008	Se realizó un análisis estratigráfico secuencial con el fin de observar cómo ha sido la migración de los depocentros a través de la Cuenca de Santos, se encontró que desde el Cretáceo Temprano al Terciario, los depocentros migraron en dirección hacia el Noreste de la Cuenca.
CHANG <i>et al.</i>	2008	Se muestran las características y se describen los aspectos más generales de los dos sistemas petrolíferos hasta hoy conocidos en la Cuenca de Santos. El primero de ellos el sistema Petrolífero Guaratiba-Guarujá, y el otro sistema el Itajaí-Acu-Ilhabela.

FLEMING <i>et al.</i>	2008	Con base en la caracterización sísmica de patrones deposicionales, se definieron para la plataforma continental somera (400 ms) de la porción Norte de la Cuenca de Santos, dos conjuntos de secuencias sísmicas.
IZELI <i>et al.</i>	2008	Integrando datos del subsuelo y de superficie, fueron caracterizadas las principales estructuras tectónicas de la parte central de la Cuenca de Santos, donde se observó que algunas de las fallas del <i>rift</i> , pueden ser coincidentes con los principales lineamientos continentales que se proyectan hasta el basamento cristalino.
KLARNER <i>et al.</i>	2008	Un modelo mejorado de AVO, fue desarrollado para entender la ocurrencia de rocas volcánicas (basaltos) asociadas a depósitos de areniscas deltaicas y de plataforma del Miembro Ilhabela en la Cuenca de Santos, de tal manera que se logró caracterizar éste tipo de litologías complejas dados sus comportamientos AVO.
OREIRO <i>et al.</i>	2008	Se explica la génesis del magmatismo que ocurre en el Alto de Cabo Frio, al Norte de la Cuenca de Santos, el cual se sugiere está asociado a las múltiples fallas de rumbo de la zona de deformación de Cruzeiro do Sul, las cuales produjeron un alivio en la presión litosférica y por tanto se favoreció la expulsión hacia arriba de altos volúmenes de rocas magmáticas. Se descarta que una pluma mantélica haya sido la responsable del magmatismo que compone el Alto de Cabo Frio.
QUIRK <i>et al.</i>	2008	Se presenta una reinterpretación alternativa para explicar los procesos asociados con la tectónica salina que favorecieron la generación del gap Albiano en la Cuenca de Santos.
VINCENTELLI & BARBOSA.	2008	Se lleva a cabo una metodología para la caracterización de atributos sísmicos en un pseudo-cubo sísmico 3D en la Cuenca de Santos. Como resultado se observó la presencia de facies con características de roca reservorio en la secuencia Albiana, éstas con tendencia en dirección NE-SW.

ASLANIAN <i>et al.</i>	2009	Mediante el uso de modelos numéricos de cizallamiento puro y cizallamiento simple, se presenta una explicación para el adelgazamiento que sufrieron los márgenes continentales pasivos en la parte central del Océano Atlántico entre Brasil y África.
CÁPPIO <i>et al.</i>	2009	Se presentan a manera de síntesis los resultados de la revisión bibliográfica elaborada sobre la evolución tectono-sedimentaria de la fase <i>drift</i> de la Cuenca de Santos, y sus implicaciones en los sistemas petrolíferos allí presentes.
FETTER <i>et al.</i>	2009	Se establecen relaciones en términos deposicionales entre los resultados de análisis petrográficos y evidencias sísmicas de la ocurrencia de reservorios turbidíticos gigantes en la Cuenca de Campos, adicionalmente se sugiere que el conocimiento de tales reservorios pueden ser correlacionables y funcionan como buenos análogos con los hallados al Sur en la Cuenca de Santos.
FONTANELLI <i>et al.</i>	2009	Se presentan los resultados del estudio integrado de petrografía cuantitativa, análisis de minerales pesados y geocronología de circones y granates, con fines de establecer la proveniencia de los depósitos arenosos de aguas profundas del Maastrichtiano en la Cuenca de Campos. En general se concluye que el área fuente correspondía con una área tectónicamente activa y muy cercana al sitio de deposición de estas arenitas.
CONTRERAS <i>et al.</i>	2010	Se lleva a cabo un análisis sismoestratigráfico 2D y de subsidencia para las cuencas de Campos, Santos y Pelotas, como resultado se logra modelar numéricamente la historia de subsidencia y llenado de estas cuencas.
MAIA <i>et al.</i>	2010	El análisis de datos sísmicos permitió la elaboración del primer marco cronoestratigráfico de la sección más somera (~300 ms) de la plataforma continental del Estado de Río de Janeiro, al Norte de la Cuenca de Santos; donde dos conjuntos de secuencias sísmicas fueron interpretados como secuencias deposicionales inducidas por oscilaciones eustáticas.

JANUÁRIO <i>et al.</i>	2010	Se expone el potencial petrolífero que resulta del estudio geológico de las minicuenas en zonas de aguas profundas en la Cuenca de Santos, es así como se infiere que con el desarrollo de depocentros generados por diapirismo de la sal, en las minicuenas generadas se nota la presencia de rocas generadoras del Turoniano y también de depósitos arenosos de sistemas turbidíticos.
LENTINI <i>et al.</i>	2010	Se analizó la expresión sísmica y gravimétrica de la transición corteza oceánica-corteza continental del margen conjugado del Océano Atlántico Sur, así como también se analizó la implicación en el flujo de calor y la distribución de las rocas fuente.
MOHRIAK <i>et al.</i>	2010	Se discute la interpretación geológica y geofísica de algunas estructuras <i>rift</i> , como el Alto de Cabo Frio y el Alto de Rio Grande, ambas relacionadas con la tendencia general de las zonas de fractura con tendencia en dirección E-W.

Tabla 6. Síntesis de los principales estudios geológicos que contribuyen al conocimiento de la Cuenca de Santos.

7.2. GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca de Santos costa afuera en Brasil, es una típica cuenca de margen pasivo, generada durante el proceso de ruptura del supercontinente Gondwana en el Jurásico tardío/Cretáceo Temprano (**Figura 35**), que culminó con la apertura del Océano Atlántico Sur y la separación de los continentes Americano y Africano.

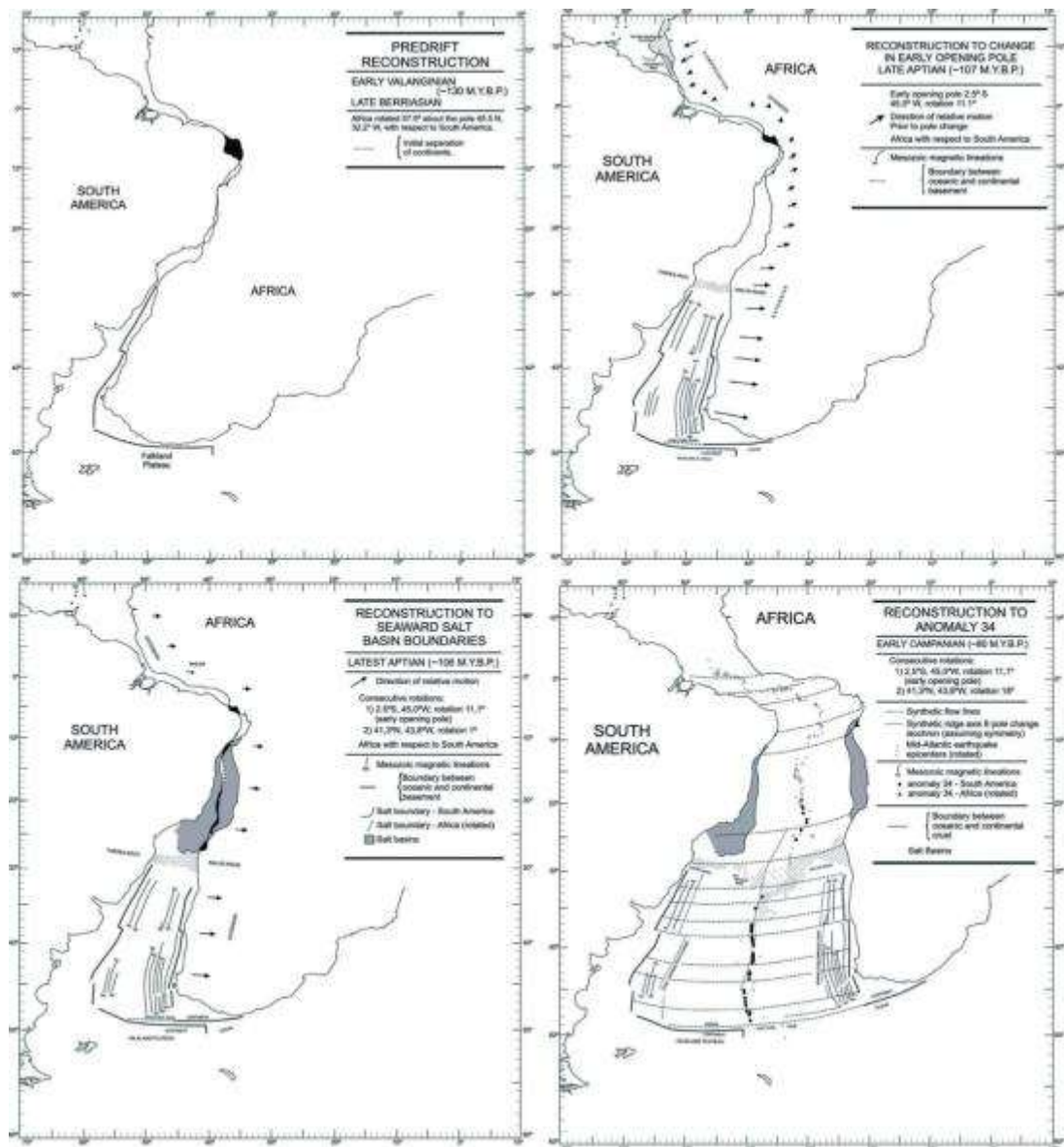


Figura 35. Reconstrucción de la apertura del Océano Atlántico Sur, desde el Cretáceo Temprano (130 Ma) hasta el Campaniano (80 Ma), mostrando la configuración de los continentes, los polos de rotación y los vectores de movimientos de las placas. Tomado de Rabinowitz & La Brecque, 1979.

El basamento de la Cuenca de Santos contiene el registro del vulcanismo generado como producto de las varias fases de *rifting* que han conducido a la apertura del Océano Atlántico, éste basamento cristalino aflora en la región de

Sao Paulo y está caracterizado por granitos y gneises de edad Cámbrica que cubren no conforme el basamento Precámbrico. Una importante característica del basamento de la Cuenca es la charnela Cretácica o también llamada línea de charnela de Santos, que se formó como consecuencia de la subsidencia termal de la fase *postrift* y el fallamiento normal asociado (Mohriak *et al.*, 2002), ésta línea de charnela limita el flanco Oeste de la Cuenca de Santos y está definida por el margen del *rift* levantado (**Figura 36**).

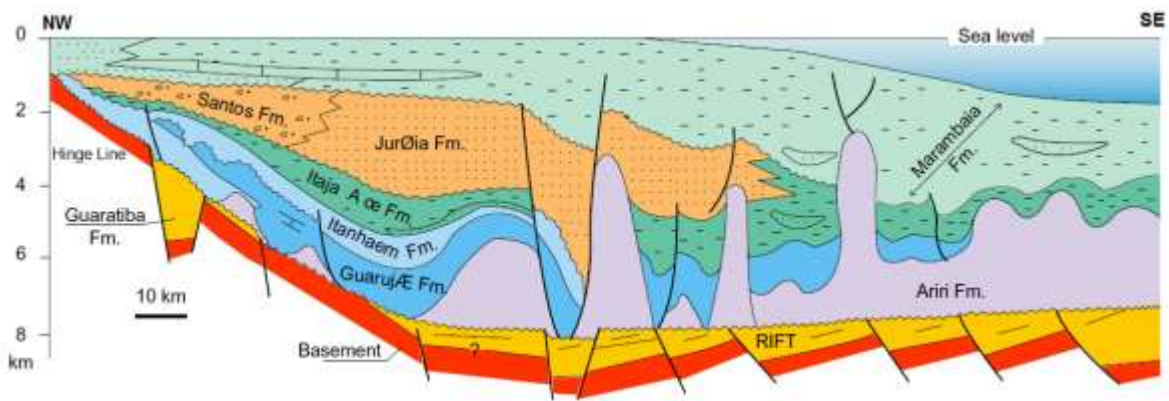


Figura 36. Corte esquemático en dirección perpendicular al rumbo deposicional de la Cuenca. Nótese al NW la charnela de Santos. Tomado de Cáprio *et al.*, 2009.

Sedimentos de una fase *rift* inicial incluyen shales ricos en materia orgánica depositados en un ambiente fluvio-lacustre de edad Barremiano y Aptiano, que gradan a rocas clásticas gruesas y calcáreas lo largo de los bordes del *rift*. El intervalo de shales antes mencionado se cree que constituye la principal roca generadora de hidrocarburos de la Cuenca (Mello *et al.*, 1994).

Sucesivas inundaciones marinas tras la apertura del Atlántico, resultaron en la deposición de la espesa secuencia evaporítica durante el Aptiano. Luego, con la continua subsidencia termal actuando, resultó el establecimiento de una secuencia

de margen pasivo y una plataforma carbonatada durante el Albiano (uno de los primeros objetivos exploratorios de esta cuenca).

El inicio del Cretácico Tardío se caracterizó por el colapso de la plataforma carbonática, esto como consecuencia de la movilización y retirada de la sal a zonas más distales de la Cuenca (**Figura 37**). Con la inundación marina generalizada y la continua deformación relacionada con el movimiento de la sal, se estableció un ambiente de plataforma continental de alta pendiente en la Cuenca de Santos.

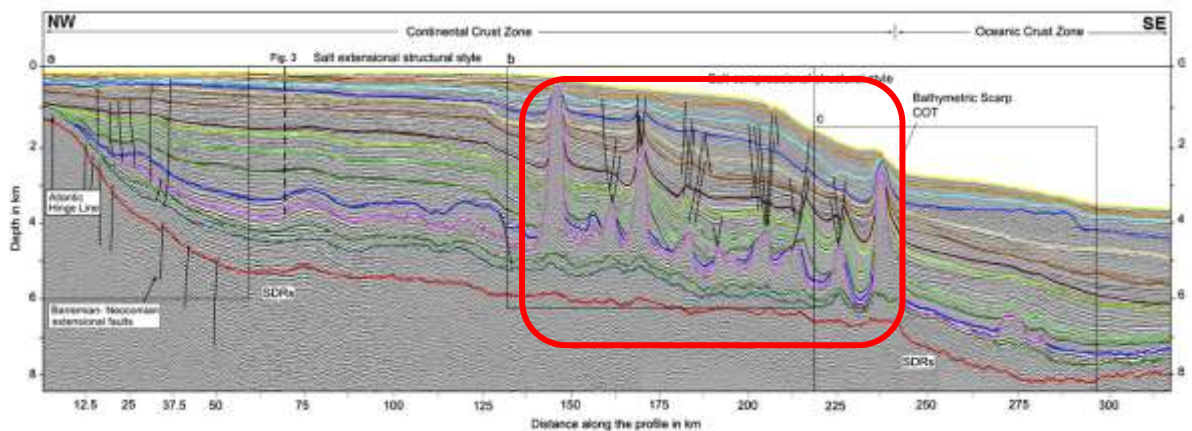


Figura 37. Interpretación de un perfil sísmico NW-SE, donde se muestran las zonas relacionadas con la tectónica salina. Nótese (recuadro rojo) la sal alóctona proveniente del NW formando diapiros. Tomado de Contreras *et al.*, 2010.

La alta tasa de sedimentación del Cretácico tardío se caracterizó por depósitos de flujos por gravedad, asociados a canales y abanicos de talud, durante el cual dominaron los depósitos deltaicos hacia zonas más proximales de la cuenca. Tras frecuentes y repetidos cambios en el nivel base iniciados en el Campaniano, se favoreció el desarrollo de la secuencia *drift*.

7.3. LITOESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la Cuenca de Santos está sintetizada en la carta estratigráfica presentada en el trabajo de Pereira & Feijó, (1994) citado en Chang *et al.*, (2008) (**Figura 38**), la cual ha sido ampliamente aceptada por la ANP (*Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis*) de Brasil.

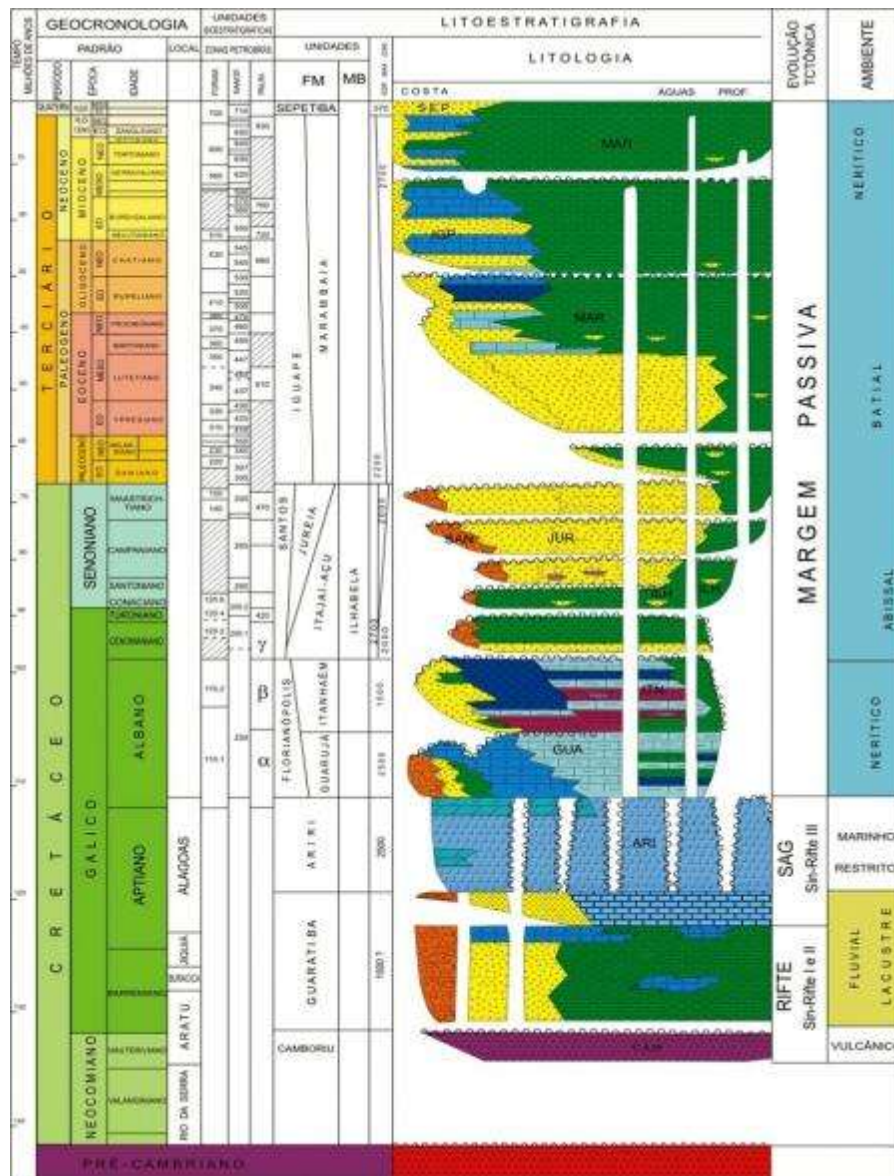


Figura 38. Carta estratigráfica generalizada de la Cuenca de Santos. Tomado de Chang *et al.*, 2008.

La información sobre las diferentes unidades litoestratigráficas de la Cuenca, se presenta a continuación, basada en la revisión estratigráfica presentada en el trabajo de Pereira & Feijó, (1994) citado en Chang *et al.*, (2008) y ANP *et al.*, (2003).

7.3.1. Formación Camboriú.

Comprende los flujos basálticos que infrayacen la secuencia sedimentaria en casi toda la Cuenca. Está compuesta por basaltos color verde oscuro y gris oscuro, holocristalinos, con tamaño de los cristales medio, textura ofítica, constituidos principalmente por plagioclasa y augita, comúnmente poco alterado. Se le atribuye edad Cretácica a esta Formación, siendo posible su correlación con las Formaciones Cabiúnas (Cuenca de Campos) al Norte e Imbituba (Cuenca de Pelotas) al Sur. Ningún pozo ha atravesado completamente la unidad, de forma que no se conoce su espesor total. El contacto superior de esta Formación es discordante. Cuando no está cubierta por los estratos Cretácicos de la fase *rift* (Formación Guaratiba), puede ser superpuesta por diferentes unidades de la Cuenca.

7.3.2. Formación Guaratiba.

La Formación Guaratiba está representada por un paquete de rocas clásticas y calcáreas que suprayacen a los basaltos de la Formación Camboriú e infrayacen a las evaporitas de la Formación Ariri, siendo ambos contactos discordantes. Litológicamente se compone de conglomerados polimícticos rojizos, de matriz arcillo-arenosa, con cantos rodados de basalto y cuarzo, y areniscas de grano medio a conglomeráticas y coquinas blanco-rojizas. Se le atribuye un ambiente de depósito continental, probablemente en forma de abanicos aluviales progradantes en lagos poco profundos donde se han depositado los carbonatos. Esta interpretación se basa en el hecho de que los sedimentos presentan una coloración rojiza y baja madurez. Existen pocas dataciones realizadas a estratos

de esta unidad, siendo de edad Cretáceo Inferior (edad Barremiano a Aptiano) asignada con base en ostrácodos.

7.3.3. Formación Ariri.

La Formación Ariri está representada por la espesa secuencia de evaporitas que cubre discordantemente los sedimentos clásticos de la Formación Guaratiba, siendo cubierta al tope concordantemente por las Formaciones Florianópolis y Guarujá. Está compuesta por espesos paquetes de halita y anhídrita blanca, calcilutitas, lodolitas y margas depositadas durante el Aptiano en un ambiente marino restringido, asociado con la formación de planicies tipo *Sabkha*. Esta Formación se extiende hacia la parte Norte de la Cuenca de Pelotas y tiene equivalentes en otras cuencas marginales de Brasil: Miembro Retiro (Cuenca de Campos), Itaúnas (Cuenca de Espírito Santo), Igrapiúna (Cuenca de Camamu-Almada) y Iburá (Cuenca de Sergipe).

7.3.4. Formación Florianópolis.

La Formación Florianópolis está constituida por areniscas finas a gruesas, de color rojo, matriz arcillosa, lutitas y limolitas rojizas micromicáceas, depositadas en ambiente de abanicos aluviales, dispuestas en un cinturón alrededor de la plataforma de Santos. Suprayace concordantemente a las evaporitas de la Formación Ariri; infrayace de forma interdigitada y lateralmente a los carbonatos de la Formación Guarujá y a los clásticos finos de la Formación Itanhaém. Son pocas las dataciones bioestratigráficas para esta formación, sin embargo, se le atribuye edad Albiana con base en sus asociaciones con las Formaciones Guarujá e Itanhaém, siendo posible correlacionarla con los abanicos aluviales Albianos presentes en otras cuencas: Formación Tramandaí (Cuenca de Pelotas), Miembro Goitacás (Cuenca de Campos), Formación San Mateo (Cuenca de Espírito Santo), Miembro Angico (Cuenca de Sergipe).

7.3.5. Formación Guarujá.

La Formación Guarujá suprayace concordantemente a la Formación Ariri y se encuentra interdigitada lateralmente con los clásticos de la Formación Florianópolis, infrayace en discordancia parcial a los shales de la Formación Itanhaém. Litológicamente se compone de calcarenitas oolíticas bioclásticas, que gradan lateralmente a calcilutitas grises y margas grisáceas, depositadas durante el Albiano Temprano, como lo indican las dataciones de foraminíferos planctónicos y palinomorfos. El ambiente deposicional interpretado indica condiciones restringidas y un clima cálido y seco. Existen evidencias de que el mar Guarujá no pasó de un mar nerítico medio; los datos isotópicos indican la leve desalinización en dirección al tope de la secuencia calcárea. Las secciones calcáreas correlacionables con la Formación Guarujá en otras Cuencas, son: Formación Porto Belo (Cuenca de Pelotas), Miembro Quissamã (Cuenca de Campos), Formación Regencia (Cuenca de Espírito Santo), Miembro Germania (Cuenca de Camamu-Almada) y Miembro Maruim (Cuenca de Sergipe).

7.3.6. Formación Itanhaém.

El nombre de la Formación Itanhaém fue propuesto por Pereira & Feijó (1994) para designar los paquetes arcillosos que ocurren entre los clásticos de la Formación Itajaí-Acu y los carbonatos de la Formación Guarujá. Comprende shales grises oscuros, limolitas y margas grises, calciculitas marrón, y areniscas subordinadas. Los ambientes interpretados varían desde nerítico interno a externo, raramente batial superior. Su base está en contacto parcialmente discordante con la Formación Guarujá; el contacto superior con la Formación Itajaí-Acu también es discordante; lateralmente interdigita con los clásticos gruesos de la Formación Florianópolis. Con base en dataciones de foraminíferos planctónicos y palinomorfos, la edad atribuida es Albiano Temprano. La Formación Itanhaém es correlacionable con la Formación Atlantida (Cuenca de Pelotas), los Miembros Outeiro (Cuenca de Campos), Quiepe (Cuenca de Camamu-Almada) y Taquari (Cuenca de Sergipe).

7.3.7. Formación Santos.

Está compuesta por conglomerados y areniscas líticas rojas, intercalados con shales grises y arcillolitas rojizas, depositados en ambiente continental a transicional, en forma de abanicos aluviales, deltas y ríos entrelazados. Esta Formación se encuentra lateralmente interdigitada con las Formaciones Juréia e Itajaí-Acu y cubre discordantemente a la Formación Florianópolis, además de estar superpuesta en una pronunciada discordancia con las Formaciones Iguape y Marambaia. Dataciones bioestratigráficas la correlacionan con las Formaciones Juréia e Itajaí-Acu, y permiten posicionarla en el Cenomaniano-Maastrichtiano.

7.3.8. Formación Juréia.

Constituye una unidad clástica situada lateralmente entre los clásticos gruesos de la Formación Santos (proximal) y los sedimentos arcillosos de la Formación Itajaí-Acu (distal), y en algunos casos se superpone a esta última en contacto localmente discordante. El contacto superior es discordante con las Formaciones Iguape y Marambaia. Litológicamente, está caracterizada por shales grises oscuros a verdes y pardo rojizos, areniscas finas a muy finas y calcilitas color crema, depositados en un ambiente de plataforma marina. Con base en dataciones de nanofósiles calcáreos y palinomorfos, fue posicionada en Santoniano-Maastrichtiano, siendo correlacionable con las partes inferiores de las formaciones Cidreira (Cuenca de Pelotas), Embore (Cuenca de Campos) y Rio Doce (Cuenca de Espírito Santo).

7.3.9. Formación Itajaí-Acu.

La designación de Formación Itajaí-Acu es utilizada para referirse al paquete arcilloso que infrayace e interdigita con los clásticos de las Formaciones Juréia y Santos. Se compone por una espesa sección de clásticos finos; la litología predominante son shales grises oscuros. Su contacto inferior es discordante con la Formación Itanhaém y el contacto superior es concordante con la Formación Marambaia. Las areniscas turbidíticas, que se encuentran dispersas en la sección,

se les conocen como Miembro Ilhabela. Se le atribuyó edad Cenomaniano a Maastrichtiano para esta unidad, a través de dataciones de palinomorfos, nanofósiles calcáreos y foraminíferos planctónicos. Las Unidades correlacionables en otras cuencas son: Miembro Tamoios (Cuenca de Campos), Formación Imbé (Cuenca de Pelotas), Urucutuca (Cuencas de Espírito Santo y Camamu-Almada) y Calumbí (Cuenca de Sergipe-Alagoas).

7.3.10. Formación Marambaia.

Está compuesta por una espesa sección de shales de color gris y margas gris claras, con intercalaciones de arenas finas turbidíticas, depositadas durante el Terciario. Ésta Formación aflora en el fondo marino y su contacto inferior es concordante e interdigitado con las Formaciones Iguape e Itajaí-Acu y discordante con las Formaciones Santos y Juréia. La Formación Marambaia puede ser correlacionada con algunas de las unidades arcillosas de las Formaciones Imbé (Cuenca de Pelotas), Ubatuba (Cuenca de Campos), Urucutuca (Cuencas de Espírito Santo y Camamu-Almada) y Calumbi (Cuenca de Sergipe-Alagoas).

7.3.11. Formación Iguape.

Está constituida principalmente por calcarenitas y calciruditas bioclásticas intercaladas con arcillas gris verdoso, limolitas, margas y conglomerados. Esta unidad fue depositada en ambiente de plataforma carbonática, con influencia de abanicos aluviales en las zonas más proximales. Esta Formación interdigita lateralmente con la Formación Marambaia, además reposa discordantemente sobre las Formaciones Santos y Juréia. A partir de dataciones de foraminíferos plantónicos, nanofósiles calcáreos y palinomorfos, le fue atribuida una edad Terciaria a esta Formación. Sus aspectos litológicos y cronoestratigráficos permiten correlacionarla con las unidades areno-calcáreas Terciarias encontradas en las Formaciones Cidreira (Cuenca de Pelotas), Embore (Cuenca de Campos), Río Doce/Caravelas (Cuencas de Espírito Santo y Camamu-Almada), Marituba/Mosqueiro (Cuenca de Sergipe-Alagoas).

7.4. EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

Según Chang *et al.*, (1992), la evolución de la Cuenca de Santos está enmarcada en cinco fases tectono-estratigráficas, relacionadas con la apertura del Océano Atlántico Sur. De base a tope estas son i) Continental, que comprende las fases *syn-rift* I, *syn-rift* II y *syn-rift* III, ii) Transicional evaporítica, iii) Carbonática de plataforma somera, iv) Marina transgresiva, y v) Marina regresiva.

i) Fase continental: la evolución de la fase *rift* (143-118 Ma) de la Cuenca de Santos resulta de la propagación de la ruptura de las placas Suramericana y Africana en el Cretáceo Temprano. El *rift* del Atlántico Sur se propagó de Sur a Norte (**Figura 35**), siendo controlado por la distribución de los esfuerzos extensivos regionales que condicionaron el adelgazamiento litosférico en una amplia faja de deformación, con estructuras orientadas en dirección aproximadamente N-NE para la parte Sur de la Cuenca de Santos, con inflexión para el N40-E en la porción Norte y variando nuevamente a N-NE al Norte de Cabo Frio (Meisling *et al.*, 2001).

Durante el desarrollo inicial de la fase *syn-rift* I (143-130 Ma), ocurre un confinamiento de los esfuerzos en la porción de la corteza que estaba sufriendo adelgazamiento, provocando fallamiento de la corteza (Chang *et al.*, 1992; Karner & Driscoll, 1999).

La fase *syn-rift* II (130-125 Ma) se desarrolló con la litosfera parcialmente adelgazada, con posterior ruptura de la corteza, y asociado a ello la formación de sistemas de fallas limitadas por una segunda línea de charnela. Adicionalmente, durante la fase *syn-rift* II la deformación fue concentrada principalmente en las porciones corticales superiores, favoreciendo la formación de sistemas de fallas que presentaban buzamientos menores que las de las fallas de la fase *syn-rift* I,

sin embargo las fallas de la fase *syn-rift* II estaban distribuidas en un área más amplia, afectada ésta última por el estiramiento supra-cortical.

Durante la fase *syn-rift* III (125-118 Ma) se presenta el rompimiento final de la litosfera; ésta fase se caracterizó por el desarrollo de sistemas de fallas de pequeña magnitud, concentradas en la porción superior de la secuencia *rift*, con desarrollo de una amplia y lateralmente continúa depresión tipo *Sag*. La fase *syn-rift* III parece también reflejar el inicio de procesos de subsidencia térmica, la cual empezó a actuar previo a la ruptura definitiva de la litosfera, lo anterior se deduce por evidencias de procesos de cizallamiento dúctil presentes hacia la base de la corteza (Karner & Driscoll., 1999).

Pese a que el conocimiento del registro estratigráfico de la fase *rift* (143-118 Ma) en la Cuenca de Santos es precario, es posible constatar en algunas secciones y pozos que el intervalo Berriasiano-Aptiano está compuesto por rocas esencialmente de origen continental, correspondientes a la Formación Guaratiba, dispuestas en estratos inclinados llenando el espacio generado por los *grabens*, los cuales se encuentran limitados por fallas de alto ángulo que cortan la secuencia pre-*rift* (ANP *et al.*, 2003) (**Figura 39**).

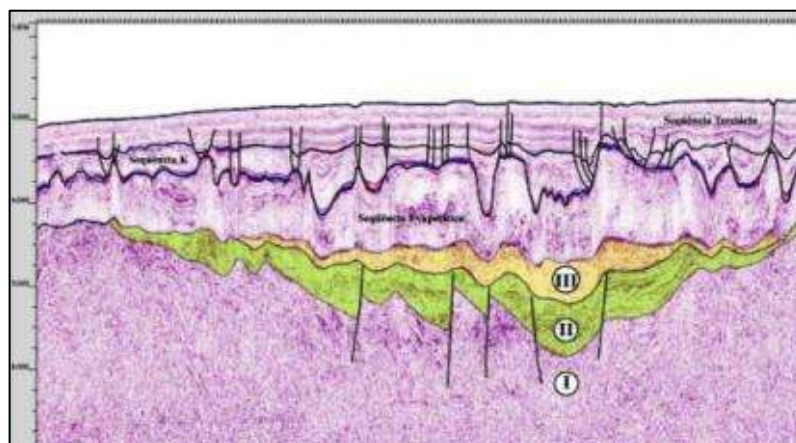


Figura 39. Expresión sísmica de las secuencias *syn-rift* I, *syn-rift* II, *syn-rift* III.

Tomado de ANP *et al.*, 2003.

ii) **Fase transicional evaporítica:** a partir de la fase *syn-rift* III, ocurre en la Cuenca de Santos una expresiva sedimentación evaporítica, controlada por la presencia de altos volcánicos (Dorsal de Sao Paulo) que causarían una restricción para la circulación de aguas oceánicas provenientes del Sur (**Figura 40**). Durante ésta fase de transición (118 - 112 Ma) las tasas de evaporación fueron muy altas en relación con el aporte de agua, provocando la precipitación de espesos paquetes de evaporitas (halita y anhidrita principalmente) que pueden alcanzar espesores de 2000 a 2500 metros y que litoestratigráficamente corresponden a la Formación Ariri (Chang *et al.*, 1992; Chang *et al.*, 2008).

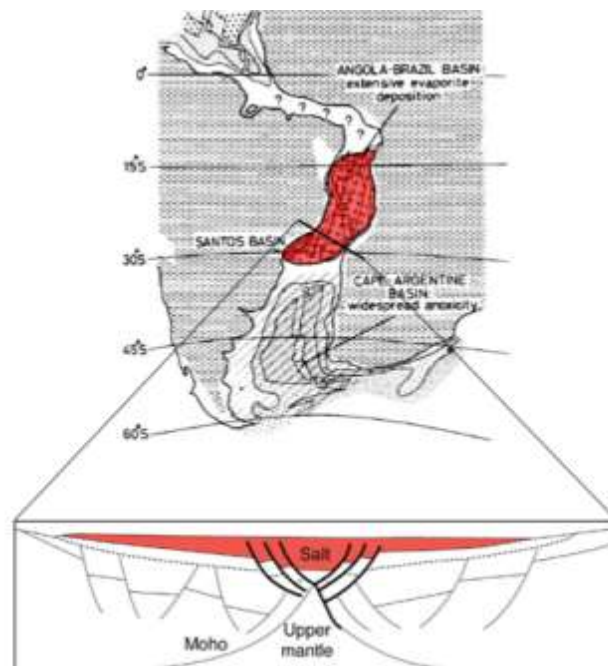


Figura 40. Ambiente tectónico bajo el cual se formó la secuencia evaporítica durante el Aptiano. Modificado de Gibbons *et al.*, 1983 y Jackson *et al.*, 2000.

iii) **Fase carbonática de plataforma somera:** después de la sedimentación evaporítica se establece un sistema deposicional mixto, con acumulaciones de siliciclásticos al borde (Formación Florianópolis) y de carbonatos en la porción más distal de la Cuenca (Formación Guarujá); además, con la deposición de estas

secuencias se instala un sistema marino en la Cuenca en condiciones hipersalinas, con poca circulación de agua oceánica, reflejado en la escases y poca diversidad de organismos fósiles que componen los carbonatos. Más tarde la plataforma carbonática experimenta una importante subsidencia a principios del Albiano, culminando con la deposición de calcilutitas en ambiente nerítico profundo, donde la fauna es más diversificada con predominio de seres plantónicos (Viviers & Azevedo, 1988, citado en Chang *et al.*, 2008) (**Figura 41**). Un nivel glauconítico en medio de las calcilutitas, marca el final de una fase transgresiva, sobre este nivel se desarrolla un estado de sistema de mar alto, caracterizado por el aumento de terrígenos en la porciones proximales y de calcilutitas y margas en las porciones mas distales, que persiste hasta inicios del Cenomaniano cuando ocurre la completa inundación de la plataforma carbonática Albiana correspondiente con la Formación Itanhaém (Chang *et al.*, 1992).

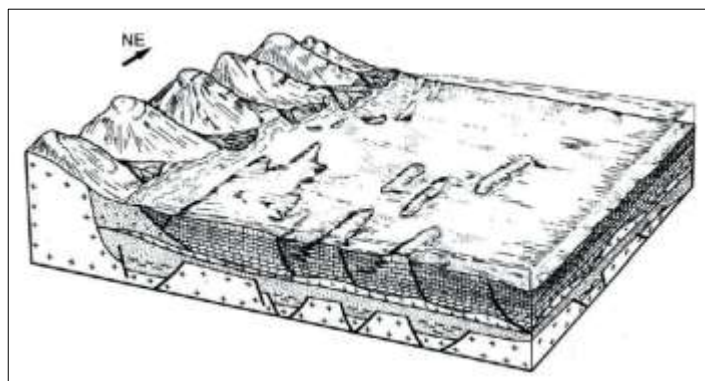


Figura 41. Representación del modelo paleogeográfico de la plataforma carbonática Albiana. Tomado de Guardado *et al.*, 1989.

iv) Fase marina transgresiva: a partir del Cenomaniano-Turoniano se marca el inicio de la transgresión marina generalizada en la Cuenca, representada por los shales ricos en materia orgánica de la Formación Itajaí-acu, la cual está catalogada como la principal roca generadora de la fase *post-rift* (Chang *et al.*, 2008), pudiendo ser correlacionada mundialmente con el segundo evento anóxico

8. GEOLOGÍA DEL PETRÓLEO

De acuerdo con análisis previos de evaluación del potencial petrolífero en la Cuenca de Santos, se ha reportado el reconocimiento de dos sistemas petrolíferos, estos son: Guaratiba – Guarujá(!) e Itajaí-Acu – Ilhabela(!), cuyas rocas generadoras presentan características de depositación en ambientes lacustres y marinos, respectivamente, siendo la Formación Guaratiba considerada la principal fuente generadora de hidrocarburos, sin embargo la también generadora Formación Itajaí-Acu, es la mejor estudiada, debido a que es atravesada por casi todos los pozos exploratorios en la Cuenca (Chang *et al.*, 2008). En este trabajo se hará especial énfasis en el sistema petrolífero Itajaí-Acu, pues éste se encuentra ubicado en el Cretáceo Superior y hace parte de la secuencia *drift* de la Cuenca de Santos.

8.1. BREVE HISTORIA EXPLORATORIA

En 1980 se reportó el primer descubrimiento en la Cuenca de Santos en areniscas turbidíticas del Miembro Ilhabela de la Formación Itajaí-Acu que conformarían lo que es hoy el Campo Merluza (**Figura 43**); más tarde después de casi 20 años, con la creación de la Ley del Petróleo en 1997, la Cuenca de Santos volvió a recibir atención exploratoria por parte de Petrobrás y otras empresas nacionales y extranjeras, nuevos descubrimientos fueron realizados en reservorios calcáreos Albianos ubicados al Sur de la Cuenca, conformando los campos de Tubarão, Coral, Estrela do Mar y Caravela (**Figura 43**); a partir de la década de los 80's, aumentaron las expectativas de que ésta fuera una gran cuenca petrolífera, lo cual fue confirmado en los últimos años con el descubrimiento de los campos Mexilhão, Tupi y Júpiter (**Figura 43**), ubicados estratigráficamente en la parte superior de la secuencia *rift* suprayaciendo una espesa capa de evaporitas (Chang *et al.*, 2008).



Figura 43. Localización de los principales campos productores y pozos exploratorios en la Cuenca de Santos. Tomado de Chang *et al.*, 2008.

Pereira & Macedo, (1990) citado en Chang *et al.*, (2008) indican como principales *plays* petrolíferos las acumulaciones descubiertas en calcarenitas oolíticas de la Formación Guarujá, las areniscas turbidíticas del Miembro Ilhabela, las areniscas costero/deltaicas de la parte inferior de la Formación Juréia las cuales reposan sobre capas de sal, las areniscas continentales/marinas de la parte superior de la Formación Juréia en el ápice de los domos salinos, las areniscas turbidíticas de la parte media-inferior de la Formación Santos (en aguas profundas) y las areniscas turbidíticas Terciarias de la Formación Marambaia (en aguas profundas).

A través de la integración de información geofísica, geoquímica y geológica, combinada con herramientas de procesamiento, se ha permitido la definición de los principales modelos de acumulación, los cuales presentaron reservas del orden de 120 Mbbbl en la sección *post-rift*, y del orden de 6 a 8 MMbbbl en la sección *rift* (Chang *et al.*, 2008).

A continuación se describirán los elementos del sistema petrolífero, roca generadora, roca almacenadora, roca sello, trampa y algunos modelos de acumulación para el sistema petrolífero Itajaí-Acu – Ilhabela(!).

8.2. ROCA GENERADORA

Compuesta por shales ricos en materia orgánica en su parte inferior, la Formación Itajaí-Acu es el intervalo que presenta la mayor cantidad de datos geoquímicos disponibles, ya que muchos de los pozos de la Cuenca atraviesan esta unidad. La depositación de esta unidad ocurrió en un ambiente marino anóxico durante el Cenomaniano/Turoniano, periodo correlacionable con el segundo evento anóxico global del Cretácico (OAE-2). El valor promedio de TOC para este intervalo es del 1% con un máximo de 6%, por su parte los picos de S1 y S2 tienen valores promedio de 0,41 mg HC/g de roca y 2,19 mg HC/g de roca, respectivamente (**Figura 44**). La materia orgánica presente constituye una mezcla de los tipos II y III, que consisten esencialmente de algas marinas, polen, esporas y fragmentos de plantas terrestres (Chang *et al.*, 2008).

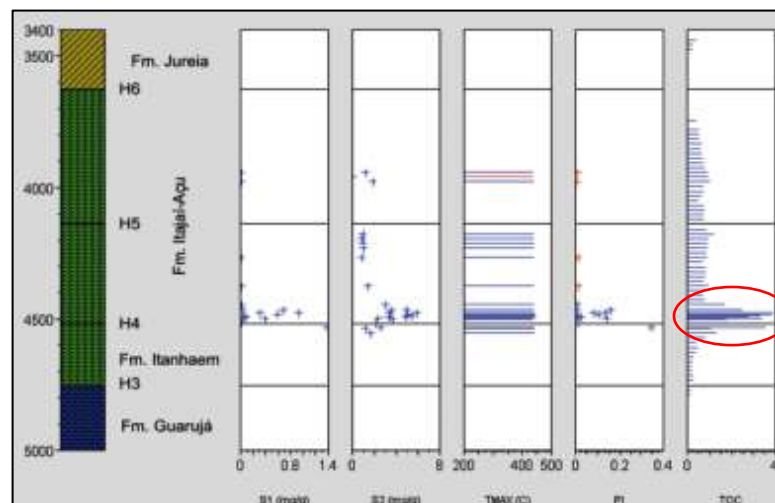


Figura 44. Perfil geoquímico de un pozo en la Cuenca de Santos, mostrando un TOC máximo de 4% hacia la parte inferior de la Formación Itajaí-Acu (ovalado rojo).

Tomado de Chang *et al.*, 2008.

8.3. ROCA ALMACENADORA

El Miembro Ilhabela de la Formación Itajaí-Acu es el más importante objetivo exploratorio, el cual se compone de areniscas turbidíticas de edad Turoniano a Santoniano, que conforman entre otras acumulaciones sub-comerciales los campos de Merluza y Lagosta (**Figura 43**). Los reservorios turbidíticos del Miembro Ilhabela ocurren intercalados con arcillolitas de aguas profundas de la Formación Itajaí-Acu, el espesor poroso de estas areniscas puede alcanzar un máximo de 100 metros; el análisis de núcleos efectuado a estas arenitas, caracteriza al Miembro Ilhabela como areniscas de tamaño de grano que varía de fino a grueso, con selección pobre a moderada; petrográficamente estas areniscas presentan un armazón constituido predominantemente por cuarzo (50-60%), feldespatos (20-25%) y fragmentos líticos volcánicos (10%), siendo clasificadas como arcosas o subarcosas líticas (Chang *et al.*, 2008).

Los análisis petrofísicos efectuados a los pozos que atraviesan el Miembro Ilhabela, arrojaron resultados con valores de porosidad media de 20,3%; el comportamiento de la porosidad en relación a la profundidad es semejante a lo que ocurre con todos los sedimentos sometidos a soterramiento, lo que conduce a la progresiva disminución de la porosidad a medida que aumenta la profundidad, sin embargo se observa que a profundidades de 4500 y 5000 m ocurre una gran concentración de valores de porosidades buenas que oscilan entre 10 y 15% (Chang *et al.*, 2008).

Dada la distribución espacial de los dos principales reservorios de la Cuenca de Santos, se observa que en función de las características porosas, los depósitos de carbonatos de la Formación Guarujá están restringidos a la porción Sur de la Cuenca, mientras que las areniscas del Miembro Ilhabela se concentran en la parte central y Norte de la Cuenca principalmente (**Figura 45**).

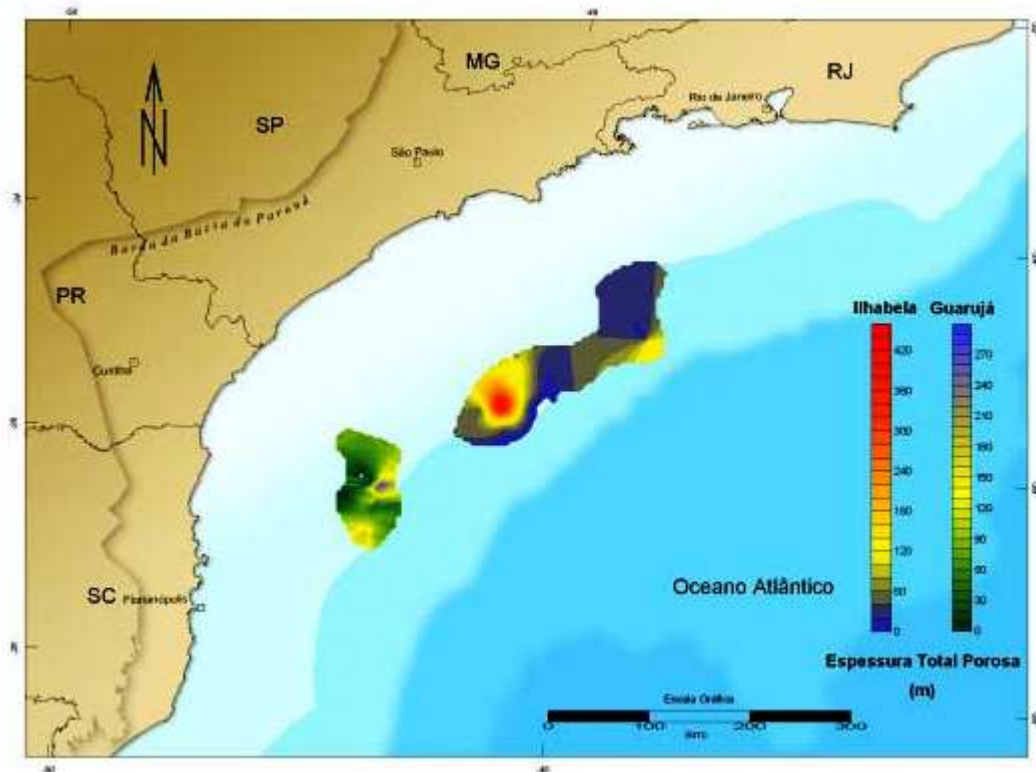


Figura 45. Mapa de espesor total poroso de los reservorios turbidíticos del Miembro Ilhabela y de los carbonatos de aguas someras de la Formación Guarujá. Tomado de Chang *et al.*, 2008.

8.4. SELLOS Y TRAMPAS

En general, los sellos de las diversas rocas reservorio en la Cuenca de Santos están constituidos por arcillolitas y calcilutitas intercaladas con los propios reservorios. En el caso de la Formación Guarujá, las rocas sellante son calcilutitas intercaladas con calcarenitas porosas, que forman ciclos granocrecientes como las calcilutitas y arcillolitas de la Formación Itanhaém. Por otra parte, para los reservorios siliciclásticos, las rocas sellantes son arcillolitas intercaladas con las areniscas de las Formaciones Itajaí-Acu, Santos/Juréia y Marambaia.

Para muchos autores, el diapirismo fue el principal agente causante de las estructuras que modelaron la secuencia *post-rift* en la Cuenca de Santos; estas estructuras representan una importante influencia en las acumulaciones de petróleo, especialmente con relación a la migración y generación de trampas. Las principales acumulaciones de hidrocarburos en la Cuenca de Santos muestran trampas de carácter estructural y mixtas, donde la gran mayoría de trampas generadas están asociadas a domos y diapiros salinos, por lo tanto aun cuando se observan facies estratigráficas con potencial de almacenamiento, estas se encuentran deformadas por diapirismo generando así las trampas mixtas (Chang *et al.*, 2008).

El período de formación de trampas relacionadas con el diapirismo se extiende desde el Albiano Tardío en aguas someras, hasta el Oligoceno en aguas profundas. Como se mencionó anteriormente, el intenso movimiento halocinético convirtió las trampas esencialmente estratigráficas en mixtas, no obstante, no se debe descartar la importancia de estas trampas estratigráficas que pueden ocurrir sobre todo en las unidades más recientes, principalmente en el Terciario, y en menor grado en el Maastrichtiano; así como también las trampas presentes en zonas con intenso diapirismo, deben ser consideradas en regiones de aguas profundas debido el acuñaamiento (*Pinch-Out*) de cuerpos arenosos contra los flancos de domos y diapiros salinos (Chang *et al.*, 2008).

8.5. MODELOS DE ACUMULACIÓN DE HIDROCARBUROS

A continuación son descritos a grandes rasgos dos modelos de acumulación existentes en la Cuenca de Santos que se concentran esencialmente en la secuencia del Cretáceo Superior, los cuales están relacionados con el sistema petrolífero Itajaí-Acu – Ilhabela(!) en particular.

i) Modelo de acumulación de areniscas turbidíticas del Turoniano-Santoniano: a estas areniscas turbidíticas pertenecientes al Miembro Ilhabela (Formación Itajaí-Acu) se les atribuye edades de depositación Turoniano-Santoniano, y pueden presentar originalmente situaciones de atrapamiento estratigráfico por acñamiento (*Pinch-Out*) de cuerpos arenosos en sentido contrario al buzamiento deposicional la Cuenca, sin embargo la intensa actividad halocinética deformó estos estratos, produciendo múltiples fallas y pliegues, formando de esta forma trampas esencialmente mixtas. El sello de estos niveles de areniscas turbiditas es favorecido por la ocurrencia de arcillolitas intercaladas con la misma unidad de areniscas turbidíticas (**Figura 46**). Se adopta como modelo para este tipo de acumulación el propuesto para el Campo Merluza, (primer descubrimiento de hidrocarburos ocurrido en 1984) (Chang *et al.*, 2008).

ii) Modelo de acumulación de areniscas turbidíticas del Campaniano-Maastrichtiano: los reservorios turbidíticos son de edad Campaniano-Maastrichtiano, asociados a las grandes cuñas clásticas depositadas en las porciones centrales y Norte de la Cuenca de Santos; en la columna de Pereira & Feijó, (1994) estas areniscas son denominadas Miembro Ilhabela. Las trampas de estos reservorios son eminentemente estructurales, pudiendo ser en algunos casos interpretadas como mixtas o estratigráficas. Las rocas sellantes las constituyen arcillolitas de la Formación Itajaí-Acu, intercaladas con los propios reservorios (**Figura 47**) (Chang *et al.*, 2008).

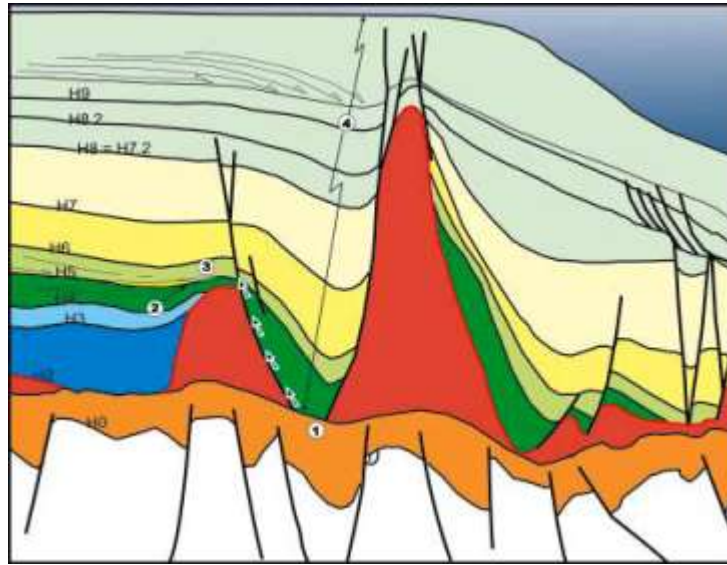


Figura 46. Corte NW-SE mostrando el modelo de acumulación de las areniscas turbidíticas del Turoniano-Santoniano. **1)** Generadora: shales de la Formación Guaratiba. **2)** Reservorio: areniscas turbidíticas del Miembro Ilhabela. **3)** Sello: Formación Itajaí-Acu. Tomado de Chang *et al.*, 2008.

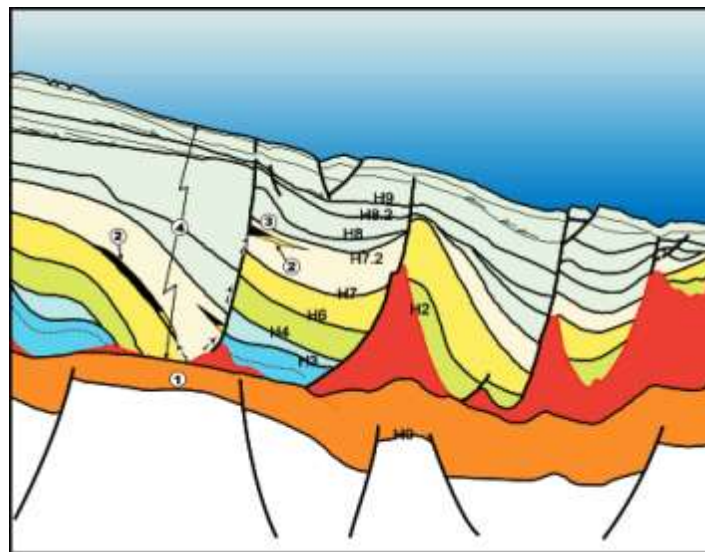


Figura 47. Corte NW-SE mostrando el modelo de acumulación de las areniscas turbidíticas del Campaniano-Maastrichtiano. **1)** Generadora: shales de la Formación Guaratiba. **2)** Reservorio: areniscas turbidíticas del Miembro Ilhabela. **3)** Sello: Formación Itajaí-Acu. Tomado de Chang *et al.*, 2008.

9. RESULTADOS

Teniendo en cuenta el objetivo general de esta investigación, el cual era reconstruir e interpretar la paleogeografía en la Cuenca de Santos durante el Cretáceo Superior, inicialmente se generaron seis correlaciones estratigráficas perpendiculares al rumbo deposicional (**Anexos 1 al 6**), las cuales permiten tener una visión regional del marco estratigráfico y de características como variaciones de espesor de las secuencias y de los principales depocentros, entre otras características fisiográficas de la Cuenca; posterior a las correlaciones y como producto final de este trabajo se generaron los tres mapas paleogeográficos correspondientes a S₁, S₂ y S₃, los cuales representan la distribución espacial de los ambientes deposicionales y sus litofacies asociadas (**Figuras 53, 63 y 67**).

Para la interpretación de la paleogeografía que tuvo lugar en la Cuenca durante el Cretáceo Superior, se tuvieron en cuenta los modelos de la estratigrafía de secuencias, en los cuales se consideran al eustatismo, la tectónica y el aporte de sedimentos, como los controles principales que gobiernan los sistemas sedimentarios allí presentes. A continuación se presenta la interpretación paleogeográfica para cada una de las secuencias reconocidas en este estudio, y al final un cuadro resumen (**Tabla 7**) que ilustra la evolución estratigráfica durante todo el Cretáceo Superior.

9.1. PALEOGEOGRAFÍA DE LA SECUENCIA S₁ (CENOMANIANO-TURONIANO)

El límite inferior de ésta secuencia está representado por una discordancia relacionada con una importante caída del nivel eustático global, que ocurrió a principios del Cenomaniano (97 Ma aproximadamente) (Haq *et al.*, 1988) (**Figura 48**), tiempo durante el cual también se depositaron las unidades que sirven como reservorios del Campo Merluza, que Pereira & Feijó, (1994) citado en Chang *et al.*,

(2008) y Enciso & Tisi, (1998) describen como un nivel de areniscas turbidíticas ubicadas sobre la Formación Itanhaém, relacionadas genéticamente con depósitos de nivel relativo de mar bajo o *lowstand*, depositadas justamente por encima del quiebre de la plataforma calcárea Albiana que estaba siendo inundada.

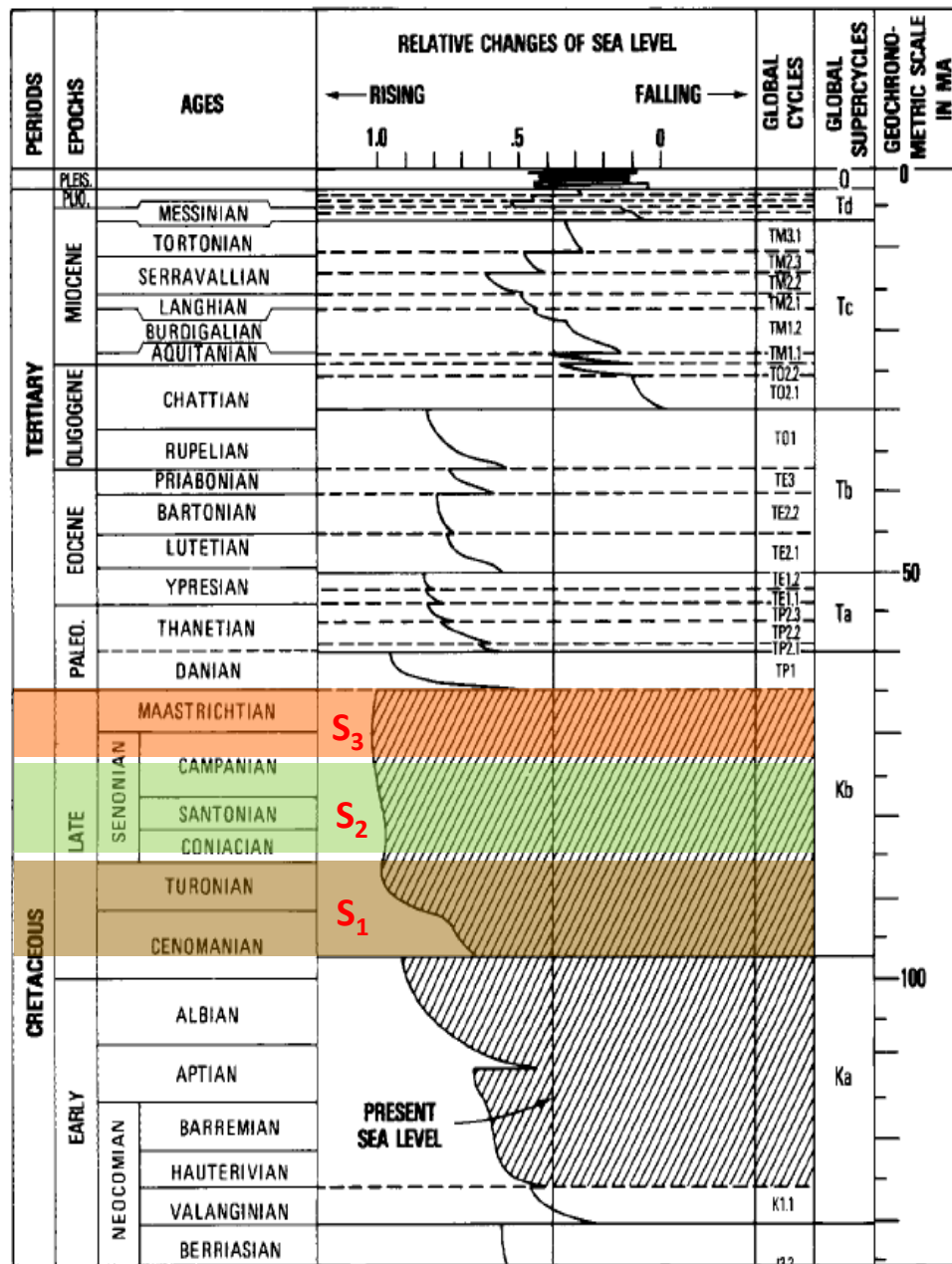


Figura 48. Ciclos eustáticos globales del nivel relativo del mar durante el Jurásico-Terciario. Modificado de Vail *et al.*, 1977.

En general, el límite inferior de ésta secuencia no es de fácil reconocimiento regional, pues los reflectores por encima y por debajo del mismo son frecuentemente paralelos, de forma que no hay terminaciones de los reflectores que sean diagnósticas; sin embargo en algunas secciones se pueden observar terminaciones de la secuencia S_1 en *downlap* sobre su infrayacente secuencia Albiana y truncaciones erosivas de la misma secuencia Albiana (**Figura 49**); por otra parte la definición de este límite también puede ser facilitada cuando se dispone de los registros gráficos compuestos de pozo amarrados a perfiles sísmicos, esto porque el límite coincide con la última ocurrencia de las rocas calcáreas del Albiano pertenecientes a la Formación Itanhaém.

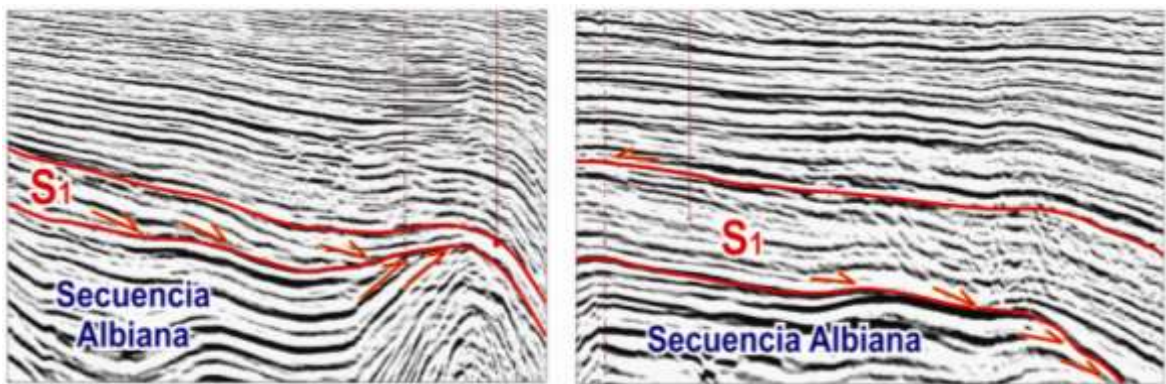


Figura 49. Terminaciones de los reflectores de la secuencia S_1 en *downlap* sobre la infrayacente secuencia Albiana y truncaciones erosivas.

Litológicamente la secuencia S_1 está compuesta por una sección regularmente uniforme de arcillolitas shale oscuras ricas en materia orgánica, esporádicamente con pequeñas intercalaciones de cuarzoareniscas de grano muy fino y limolitas arcillosas grises; litoestratigráficamente corresponde con la parte inferior de la Formación Itajaí-acu. El patrón de apilamiento estratigráfico o *stacking* estratigráfico de esta secuencia es transgresivo retrogradacional, con terminaciones de los reflectores en *onlap* costero, indicando la subida del nivel

relativo del mar (**Figura 50**), esto también puede ser visto en perfiles de rayos gamma, donde el patrón de la curva es aserrado y a lo largo de la secuencia se muestra un aumento hacia el tope en los valores de radioactividad, reflejando así un aumento en la arcillosidad.

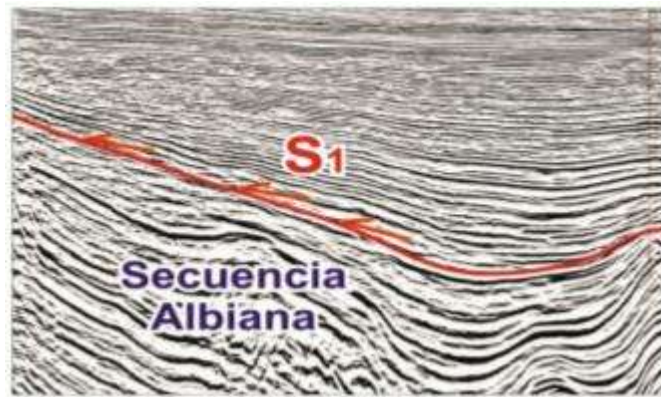


Figura 50. Terminaciones de los reflectores de la secuencia S_1 en *onlap* costero, sobre la secuencia Albiana.

Adicionalmente, durante el desarrollo de la Secuencia S_1 con la transgresión que estaba ocurriendo, se favoreció el establecimiento de condiciones anóxicas, especialmente en el Turoniano cuando se alcanzó el pico máximo de transgresión.

Según Mello *et al.*, (1995) la sección de shales ricos en materia orgánica constituye el registro en la Cuenca de Santos del segundo evento anóxico global (OEA-2) reportado por Arthur & Schlanger, (1979), que finalmente contribuyó con la formación de la segunda roca generadora en la Cuenca de Santos con mejor calidad (TOC 1-6%), después de la Formación Guaratiba (TOC 2-6%) (Chang *et al.*, 2008). Además, durante el Turoniano los sistemas transgresivos reflejan una fuerte influencia de aporte de sedimentos de origen continental, ya que los shales oscuros ricos en materia orgánica de la parte superior de la secuencia, presentan materia orgánica predominantemente tipo III (ANP *et al.*, 2003), caracterizada por proceder de plantas superiores principalmente (Peters & Cassa, 1994).

El registro litológico de la secuencia S_1 está muy bien representado en la parte Sur de la Cuenca, donde la secuencia puede ser mapeada continuamente a través de los pozos, contrario a lo que ocurre en la parte Norte de la Cuenca donde su espesor disminuye; en algunos casos llegándose a presentar como una sección condensada de solo 50 a 100 metros de espesor; por lo anterior se sugiere y se confirma la existencia de un importante depocentro al ubicado Sur de la Cuenca (**Figura 51**) (Assine *et al.*, 2008), que permitió la depositación de cerca de 2000 metros de la secuencia S_1 (**Figura 52**).

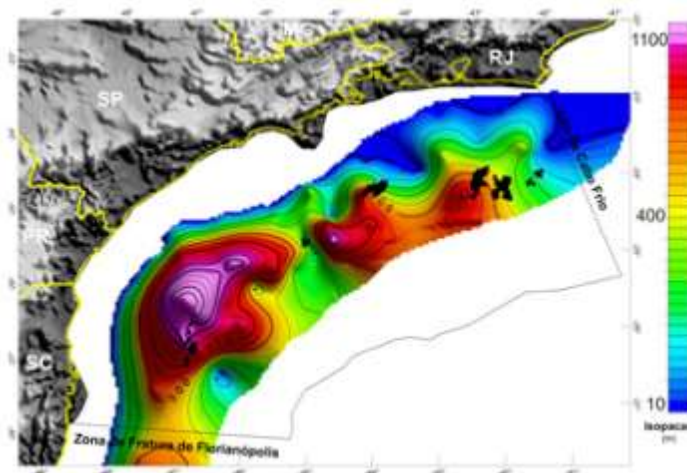
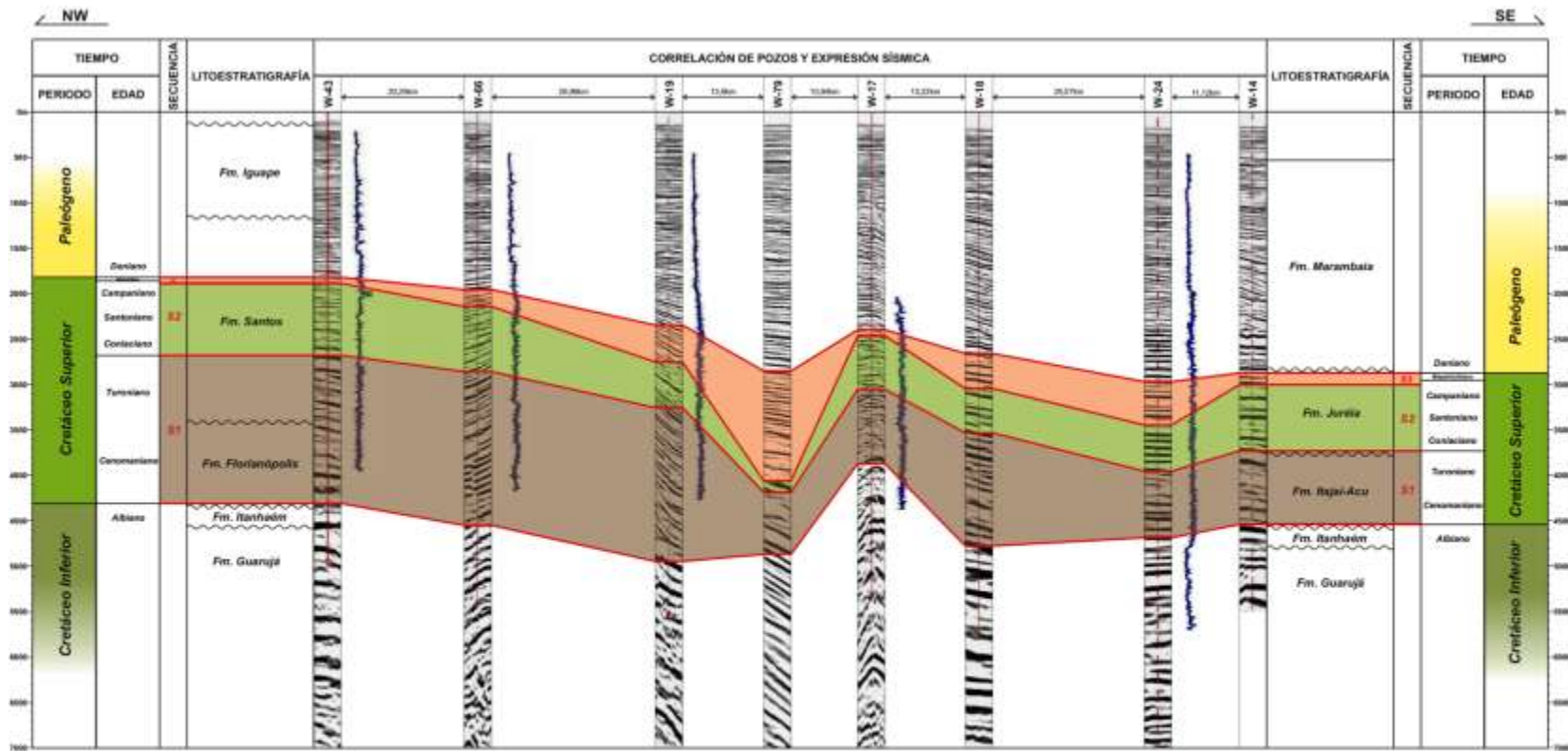


Figura 51. Mapa de isopacas del Cenomaniano - Turoniano. Nótese (en fucsia) los mayores espesores al Sur, reflejando allí la existencia de un depocentro.

Tomado de Assine *et al.*, 2008.

En general, la secuencia S_1 representa la progresiva transgresión que condujo a la profundización de los ambientes en la Cuenca, pues se pasó de una plataforma carbonática somera correspondiente a la Formación Itanhaém en el Albiano a ambientes más profundos (batiales y plataformales) principalmente (**Figura 53**), que permitieron la espesa depositación de los shales marinos que conforman la secuencia S_1 , correspondientes a la parte inferior de la Formación Itajaí-acu.



CONVENCIONES	
S3	Secuencia 3 (Campaniano Tardío - Maastrichtiano)
S2	Secuencia 2 (Coniaciano - Campaniano Temprano)
S1	Secuencia 1 (Cenomaniano - Turoniano)



Figura 52. Correlación estratigráfica (A-A') al Sur de la Cuenca de Santos. Nótese (en marrón) el potente espesor de la Secuencia S₁ (~2000m). Para detallar figura y localización ver **Anexo 1**.

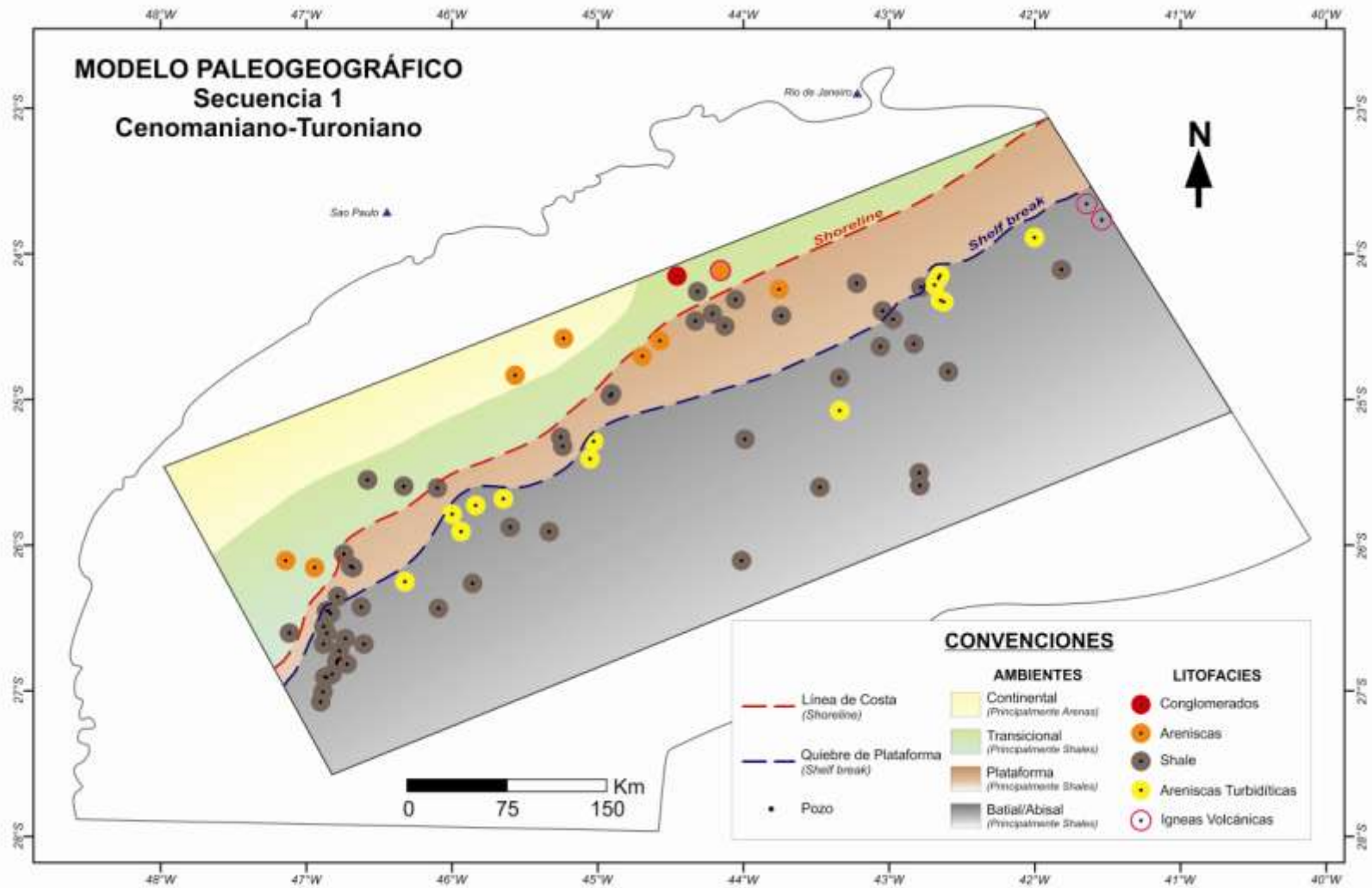


Figura 53. Mapa paleogeográfico de la secuencia S₁ (Cenomaniano - Turoniano). Para detallar figura ver **Anexo 7**.

9.2. PALEOGEOGRAFÍA DE LA SECUENCIA S₂ (CONIACIANO-CAMPANIANO TEMPRANO)

El límite inferior de ésta secuencia corresponde con una importante discordancia que exhibe señales de condiciones subaéreas en las partes más proximales, pues el contacto en perfiles sísmicos está caracterizado por presentar truncación de los reflectores de la secuencia infrayacente S₁ (**Figura 54**); adicionalmente para autores como Assine *et al.*, (2008); Chang *et al.*, (2008) y Modica & Brush, (2004), ésta es una de las discordancias más expresivas en la Cuenca de Santos y de toda la margen Este continental Brasileira, debido a que presenta truncamientos generalizados tanto en la región plataformal como en la cuenca interna.

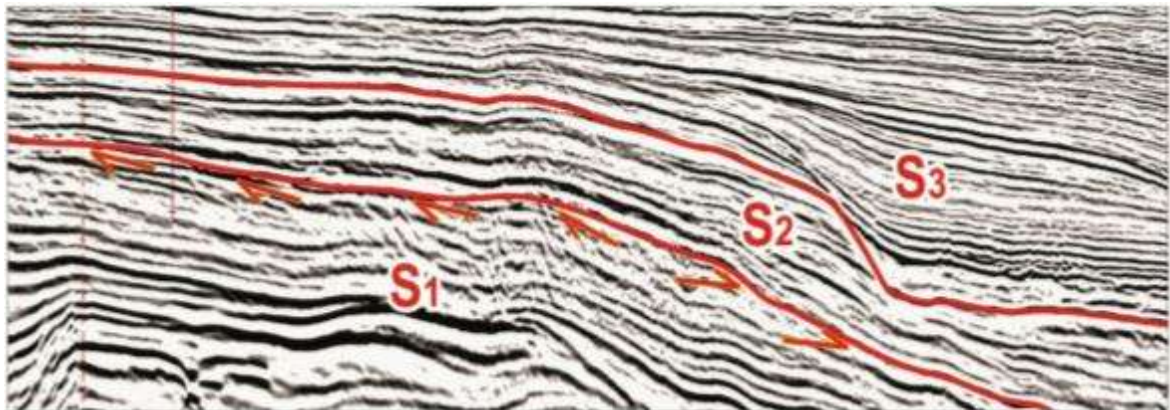


Figura 54. Carácter sísmico del contacto inferior de la secuencia S₂, mostrándose discordantemente sobre la infrayacente secuencia S₁.

Ésta discordancia que sirve como límite inferior de la secuencia S₂, parece estar relacionada con un abrupto descenso del nivel relativo del mar, producido por el levantamiento tectónico de Serra do Mar en el interior del continente al Oeste de la Cuenca en el Turoniano Tardío – Coniaciano Temprano (87-90 Ma) (Contreras *et al.*, 2010; Cobbold *et al.*, 2001; Modica & Brush, 2004), que favoreció el desarrollo de sistemas turbidíticos (Miembro Ilhabela) en las partes más profundas durante la caída del nivel relativo del mar; tales sistemas por tanto pueden ser considerados

depósitos de regresión forzada conforme a modelos de Posamentier *et al.*, (1992) y Catuneano, (2006), los cuales proponen que una regresión forzada incluye exposición subaérea en el continente lo que genera erosión de sedimentos que luego son transportados hacia la cuenca y posteriormente depositados como abanicos submarinos al pie del talud (**Figura 55 y 56**).

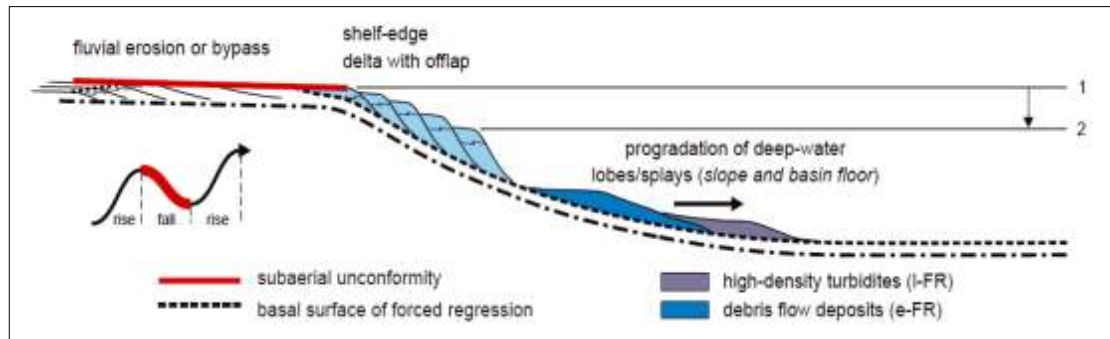


Figura 55. Modelo de regresión forzada y sus sistemas de depósitos turbidíticos asociados. Tomado de Catuneanu, 2006.

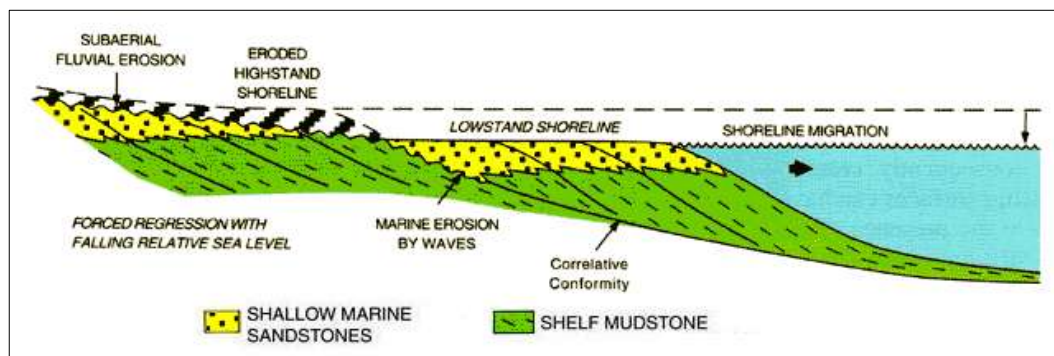


Figura 56. Modelo de regresión forzada. Nótese la migración de la línea de costa hacia la cuenca. Tomado de Posamentier *et al.*, 1992.

Litológicamente la secuencia S_2 está compuesta predominantemente por sistemas siliciclásticos continentales (aluviales) y transicionales (costero/deltaico) que corresponden con las Formaciones Santos y Juréia respectivamente, excepto en su base, donde ocurre semejante a la secuencia S_1 . La secuencia S_2 está muy

bien desarrollada en la parte central de la Cuenca, donde se destacan grandes cuñas progradacionales (**Figura 57**), que influenciadas por el amplio espacio de acomodación y el alto aporte de sedimentos, impulsaron la migración hacia el Este de los ambientes siliciclásticos continentales y transicionales.

El amplio espacio de acomodación que se generó y sobre el cual se desarrollaron estas grandes cuñas progradacionales de la secuencia S_2 , responde principalmente a eventos relacionados con la tectónica salina que iniciaron a mediados del Albiano (Contreras *et al.*, 2010) y que conllevó a: i) la evacuación parcial de la espesa secuencia evaporítica Aptiana hacia zonas más profundas de la Cuenca (**Figura 57**); ii) la creación del *gap* Albiano contorneado al Este por el Sistema de Fallas de Cabo Frio (**Figura 58**) y iii) el desarrollo de diapirismo de sal (**Figura 57**) que actuó como barreras para la depositación de las facies más distales de la secuencia S_2 y parte de la secuencia S_3 .

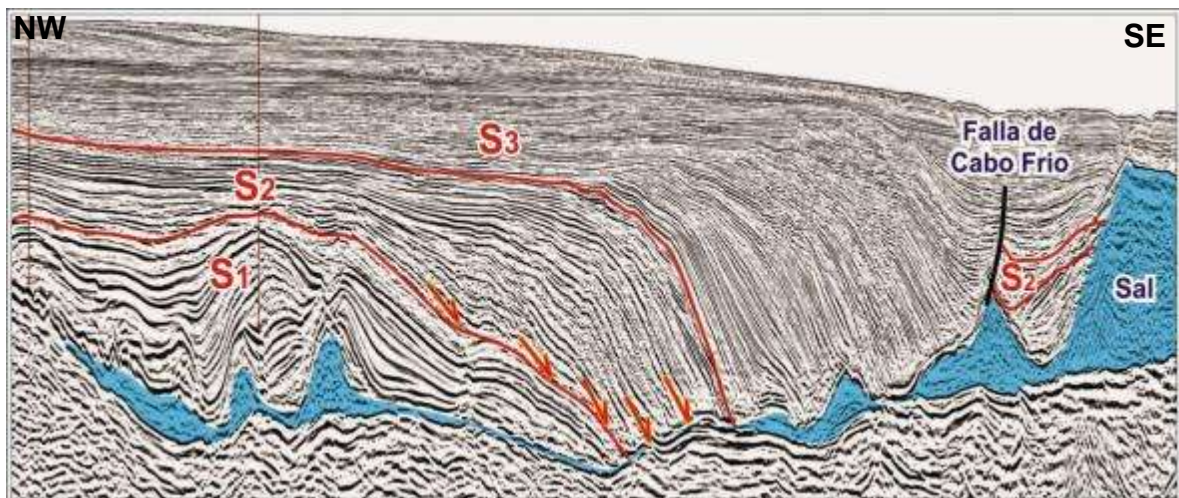


Figura 57. Expresión sísmica de la secuencia S_2 en la parte central de la Cuenca; mostrando cliniformas progradacionales con terminaciones en *downlap* sobre la secuencia S_1 . Nótese al SE los potentes espesores de la sal alóctona proveniente del NW y que provocó diapirismo.

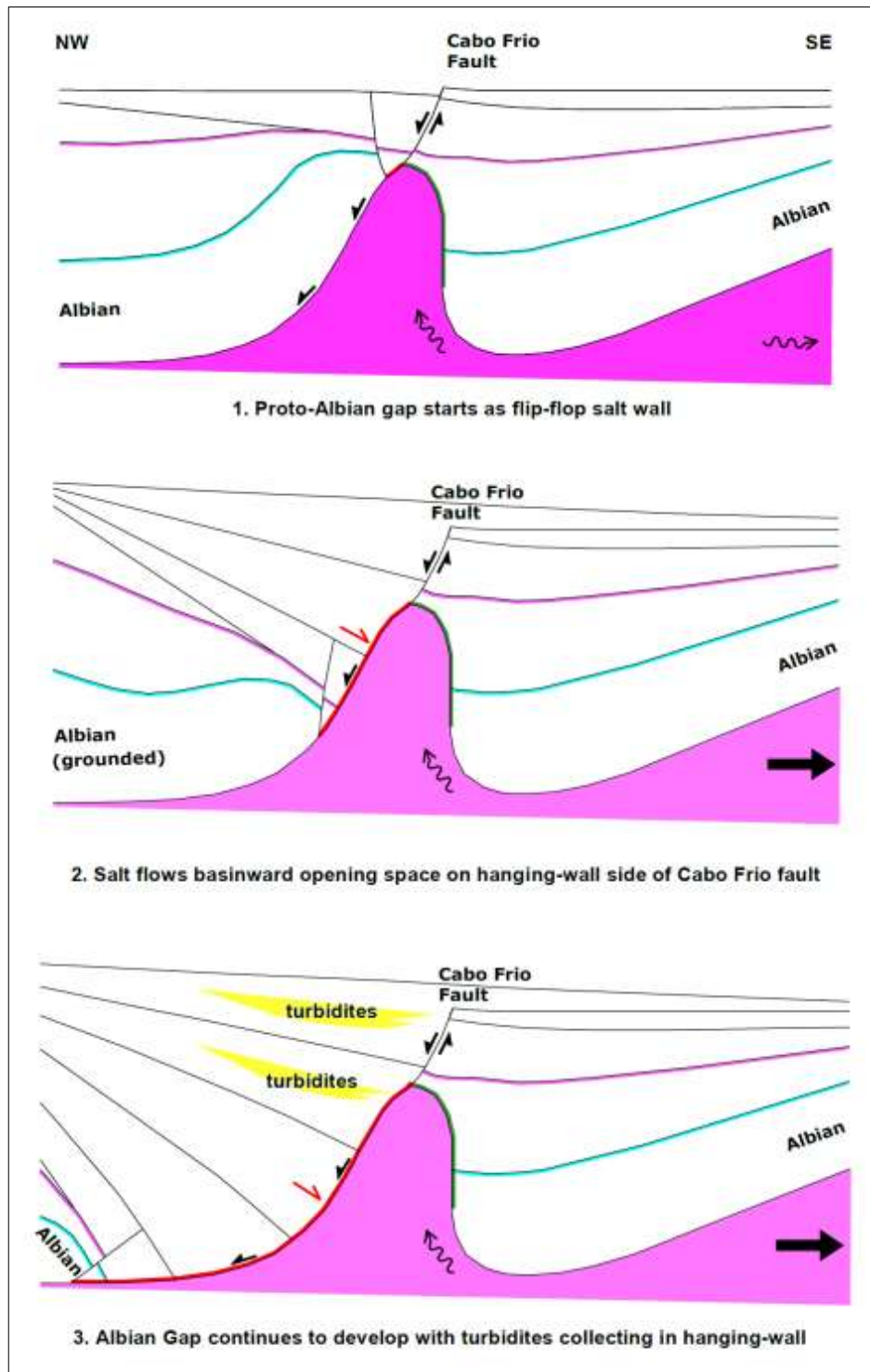


Figura 58. Evolución esquemática que ilustra la formación del *gap* Albiano, contorneado al Este por el Sistema de Fallas de Cabo Frio. Tomado de Quirk et al., 2008.

Por su parte, el alto aporte de sedimentos estaba asociado a una principal y cercana área fuente al Oeste de la Cuenca, que correspondía con las rocas ígneas graníticas alcalinas de Serra do Mar (Cobbold *et al.*, 2001), las cuales ocurren como cuerpos aislados que se disponen paralelamente a la costa, y que además según análisis de trazas de fisión en apatitos, estos cuerpos experimentaron una tasa de denudación de 1100 m/Ma (Gallagher *et al.*, 1995) y su carga de sedimentos era transportada por el paleodrenaje Paraíba do Sul que descargaba sus sedimentos en las Cuencas Campos y Santos principalmente (Gallagher *et al.*, 1995 y Modica & Brush, 2004).

Como resultado de la interacción de estas dos principales variables (amplio espacio de acomodación y alto aporte de sedimentos) entre otras, tuvo lugar el desarrollo del patrón de apilado estratigráfico o *stacking* estratigráfico de tipo progradante, caracterizado sísmicamente por presentar clinofomas progradacionales con terminaciones en *downlap* sobre la secuencia S₁ (**Figura 57**); adicionalmente en las curvas de rayos gamma se interpreta en la secuencia un patrón granocreciente hacia el tope, asociado a ambientes transicionales deltaicos.

En la base de las clinofomas progradacionales existen cuerpos de areniscas turbidíticas que pueden representar depósitos de abanicos submarinos, clasificados litoestratigráficamente como el Miembro Ilhabela de la Formación Itajaí-acu, caracterizados por presentar en curvas de rayos gamma un patrón en forma de cilindro (**Figura 59**).

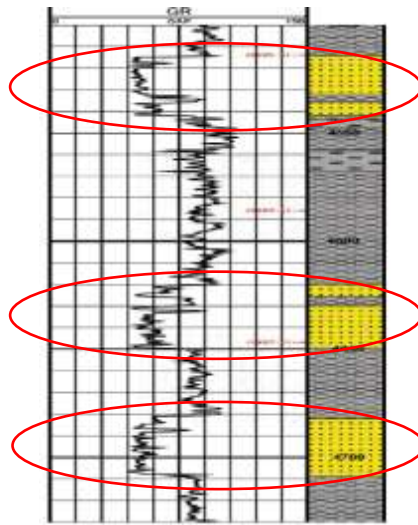


Figura 59. Areniscas turbidíticas de la secuencia S₂, interpretadas en curvas de rayos gamma por presentar un patrón en forma de cilindro.

Assine *et al.*, (2008) para el Santoniano-Campaniano Temprano sugiere la ocurrencia de un depocentro en la parte central de la Cuenca de Santos (**Figura 60**), el cual coincide con el interpretado en este trabajo, pues éste se haya situado en el centro de la Cuenca y al Oeste del Sistema de Fallas de crecimiento de Cabo Frio (**Figura 57**), que causaron el crecimiento de la secuencia en el bloque colgante detrás de los diapiros que actuaron como barreras (**Figura 61**).

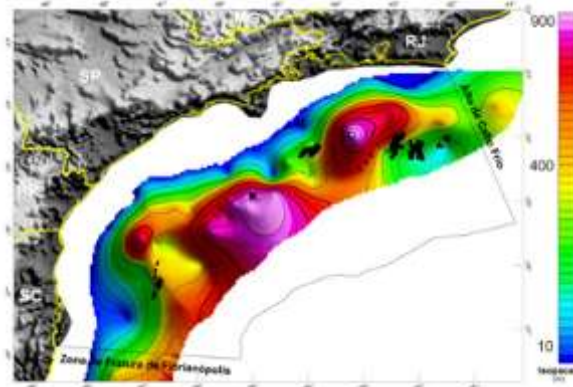


Figura 60. Mapa de isopacas del Santoniano-Campaniano Temprano. Obsérvese (en fucsia) los mayores espesores al centro de la Cuenca, reflejando allí la existencia de un depocentro. Tomado de *Assine et al.*, 2008.

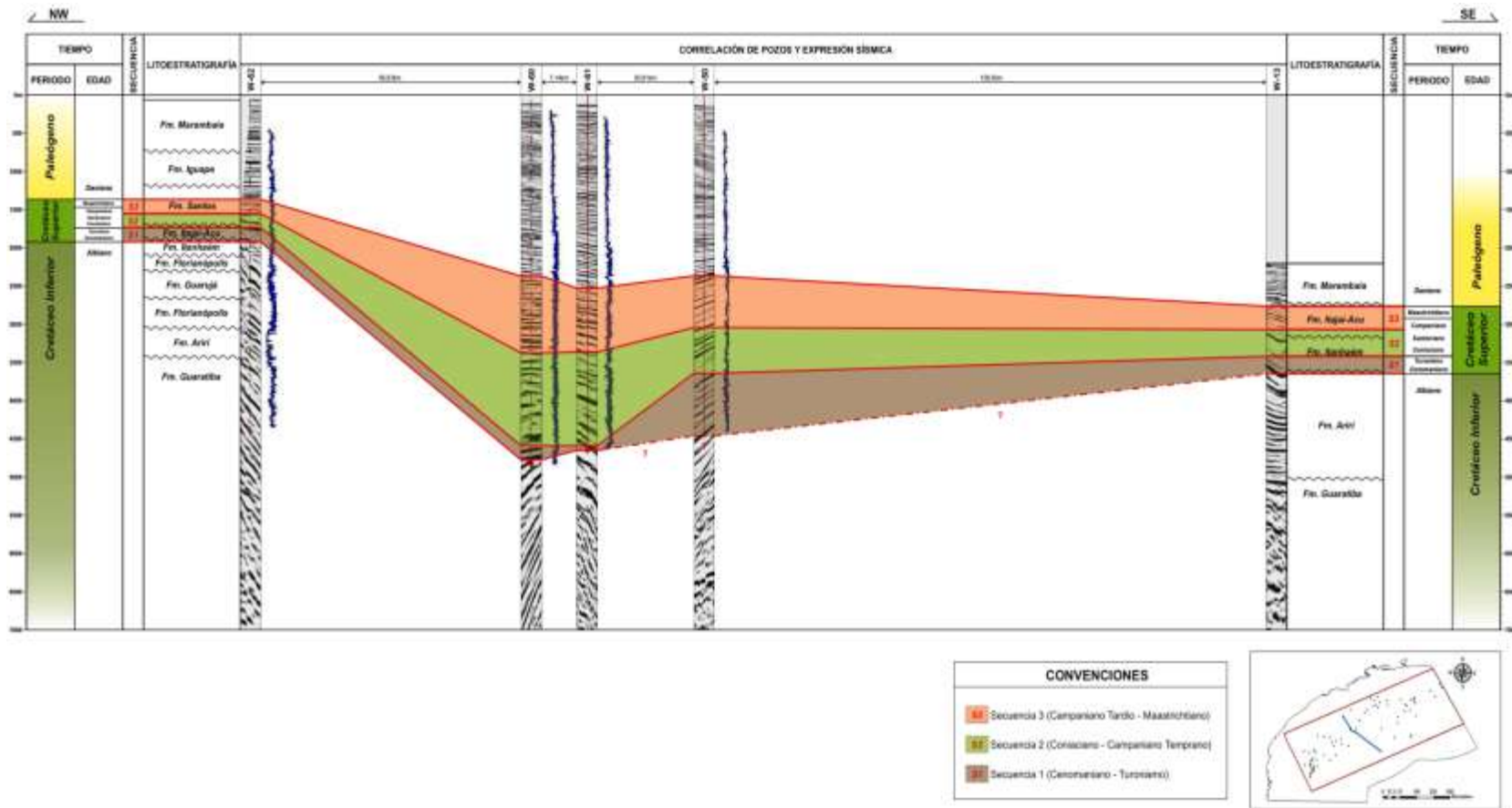


Figura 61. Correlación estratigráfica (C-C') en la parte Central de la Cuenca de Santos. Obsérvese (en verde) el potente espesor de la Secuencia S₂ (~1400m). Para detallar figura y localización ver **Anexo 3**.

En general, en términos paleogeográficos se puede observar que entre la anterior secuencia S_1 y la secuencia S_2 ocurrió un marcado desplazamiento de la línea de costa hacia el interior de la Cuenca (**Figuras 53 y 63**), influenciado por el alto aporte de sedimentos provenientes de Serra do Mar que superó el control que pudiese ejercer los cambios del nivel relativo del mar; esto provocó regresión de los ambientes durante un evento de subida del nivel relativo del mar (**Figura 63**); y es así como la rápida progradación de sistemas siliciclásticos aluviales/costeros registra un cambio notorio en el patrón de llenado de la Cuenca a partir del levantamiento de Serra do Mar (87-90 Ma), como consecuencia de esto, sedimentos gruesos avanzaron Cuenca adentro, llegando a constituir las areniscas gruesas y conglomerados de las Formaciones Santos y Juréia.

Como elemento a destacar en la secuencia S_2 y parte basal de la secuencia S_3 , es la ocurrencia de intercalaciones de areniscas turbidíticas con rocas volcánicas en la parte más Norte de la Cuenca (**Figura 63**), relacionadas con el vulcanismo (datado en 80-65 Ma) reportado por Klarner *et al.*, (2008), cuya génesis se asocia a un punto caliente y que dio como resultado la formación del Alto de Cabo Frio al Norte de la Cuenca. Klarner *et al.*, (2008) explica que durante la depositación de las areniscas turbidíticas del Miembro Ilhabela en el Cretáceo Superior, al mismo tiempo múltiples intrusiones fueron emplazadas a lo largo de fallas y fisuras, lo que le otorgó ese carácter alternante entre capas de areniscas y basaltos (**Figura 62**).

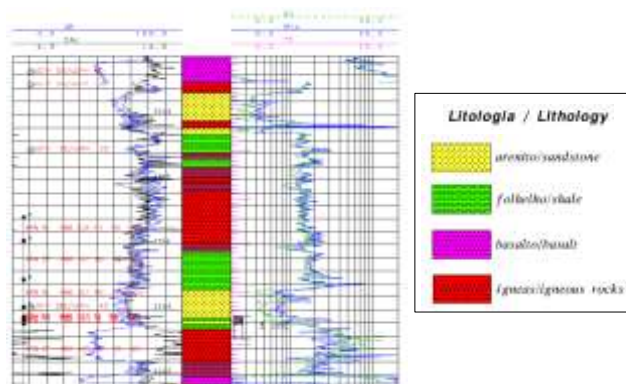


Figura 62. Sección de la secuencia S_2 en un pozo ubicado en la parte más norte de la Cuenca. Nótese el carácter intercalado entre areniscas y rocas volcánicas.

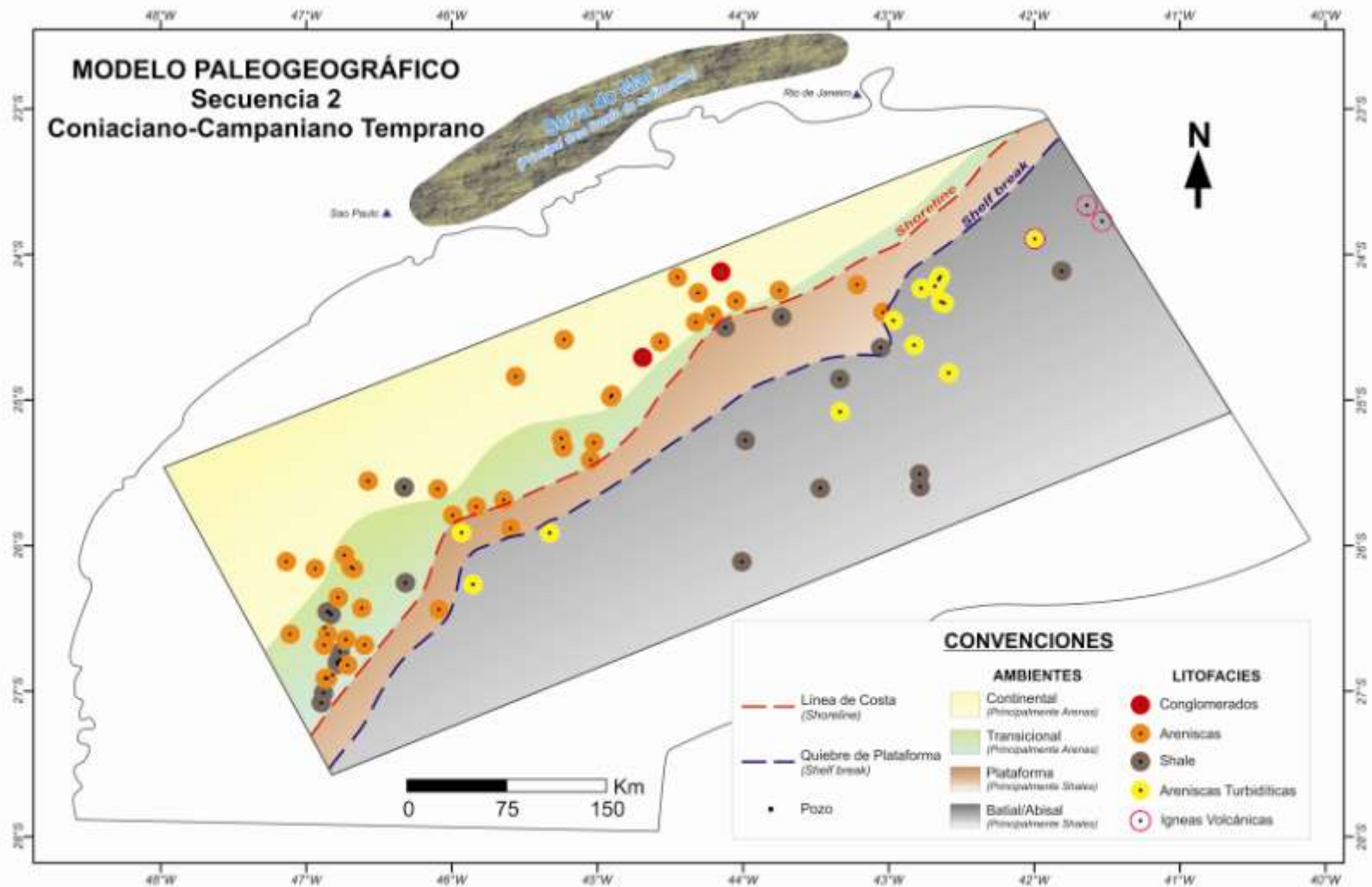


Figura 63. Mapa paleogeográfico de la secuencia S₂ (Coniaciano-Campaniano Temprano). Para detallar figura ver **Anexo 8.**

9.3. PALEOGEOGRAFÍA DE LA SECUENCIA S₃ (CAMPANIANO TARDÍO-MAASTRICHTIANO).

El límite inferior de la secuencia S₃ corresponde con una importante discordancia erosiva, por lo menos en la zona de la actual plataforma, que transiciona a conformidad correlativa en las partes más distales e internas de la Cuenca, que además presenta truncaciones erosivas de la secuencia S₂ infrayacente, sobre la cual ocurren terminaciones en *onlap* costero en las partes proximales y terminaciones en *downlap* en las partes más distales (**Figura 64**); ésta discordancia que sirve como límite inferior de la secuencia S₃, se cree está relacionada con un nuevo pulso de deformación y levantamiento de Serra do Mar, datado en 75-77 Ma (Modica & Brush, 2004).

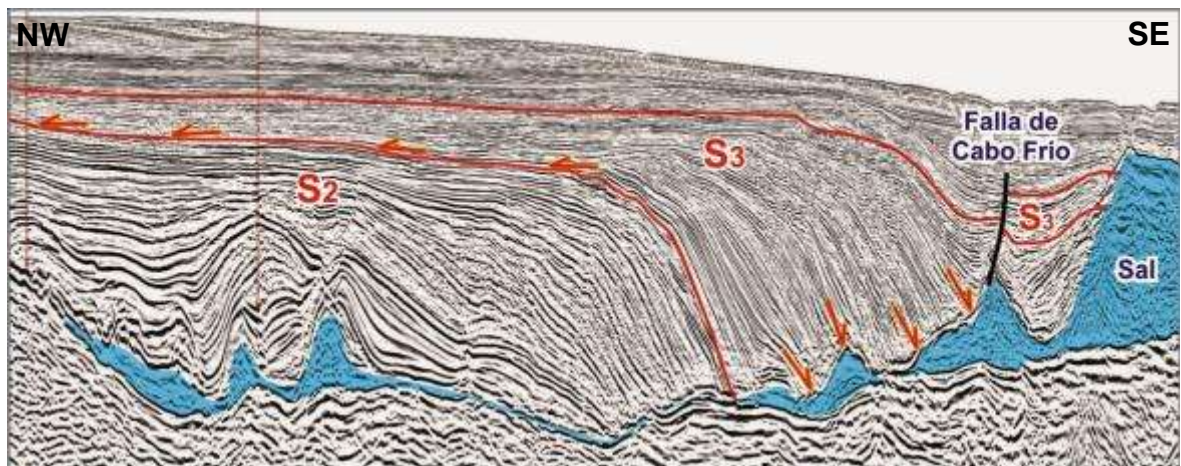


Figura 64. Expresión sísmica de la secuencia S₃ en la parte central de la cuenca, mostrando cliniformas progradacionales en *onlap* costero sobre S₂ y terminaciones en *downlap* sobre la secuencia evaporítica.

Los mayores espesores de la secuencia S₃ se encuentran en la parte centro-Norte de la Cuenca (**Figuras 65 y 66**), donde al Oeste del Sistema de Fallas de Cabo Frio ocurren grandes cuñas progradacionales, cuyo desarrollo estuvo influenciado

por el amplio espacio de acomodación generado por la evacuación de la secuencia evaporítica Aptiana; hacia la base de estas cuñas progradacionales se presentan terminaciones de la secuencia S_3 en *downlap* sobre la sal, sitios en los cuales pueden ocurrir depósitos turbidíticos intercalados con intervalos arcillosos de la Formación Itajaí-acu.

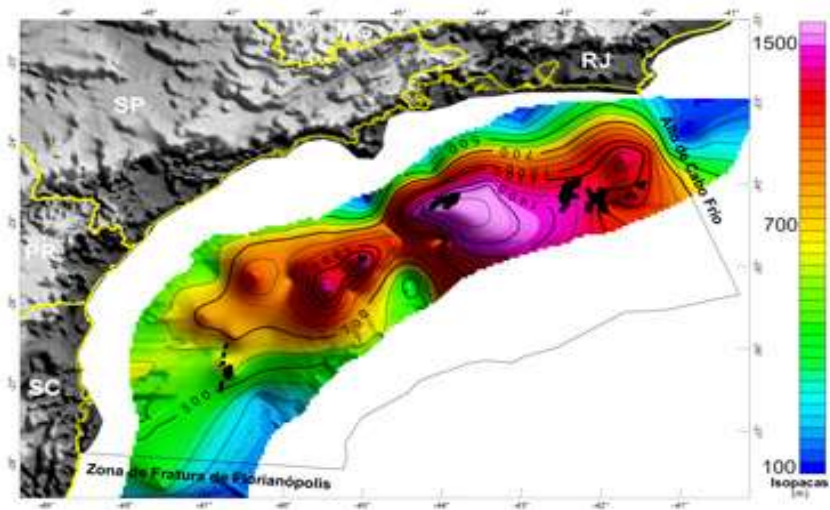


Figura 65. Mapa de isopacas del Campaniano Tardío - Maastrichtiano. Nótese (en fucsia) los mayores espesores al centro-Norte, reflejando allí la existencia de un depocentro. Tomado de Assine *et al.*, 2008.

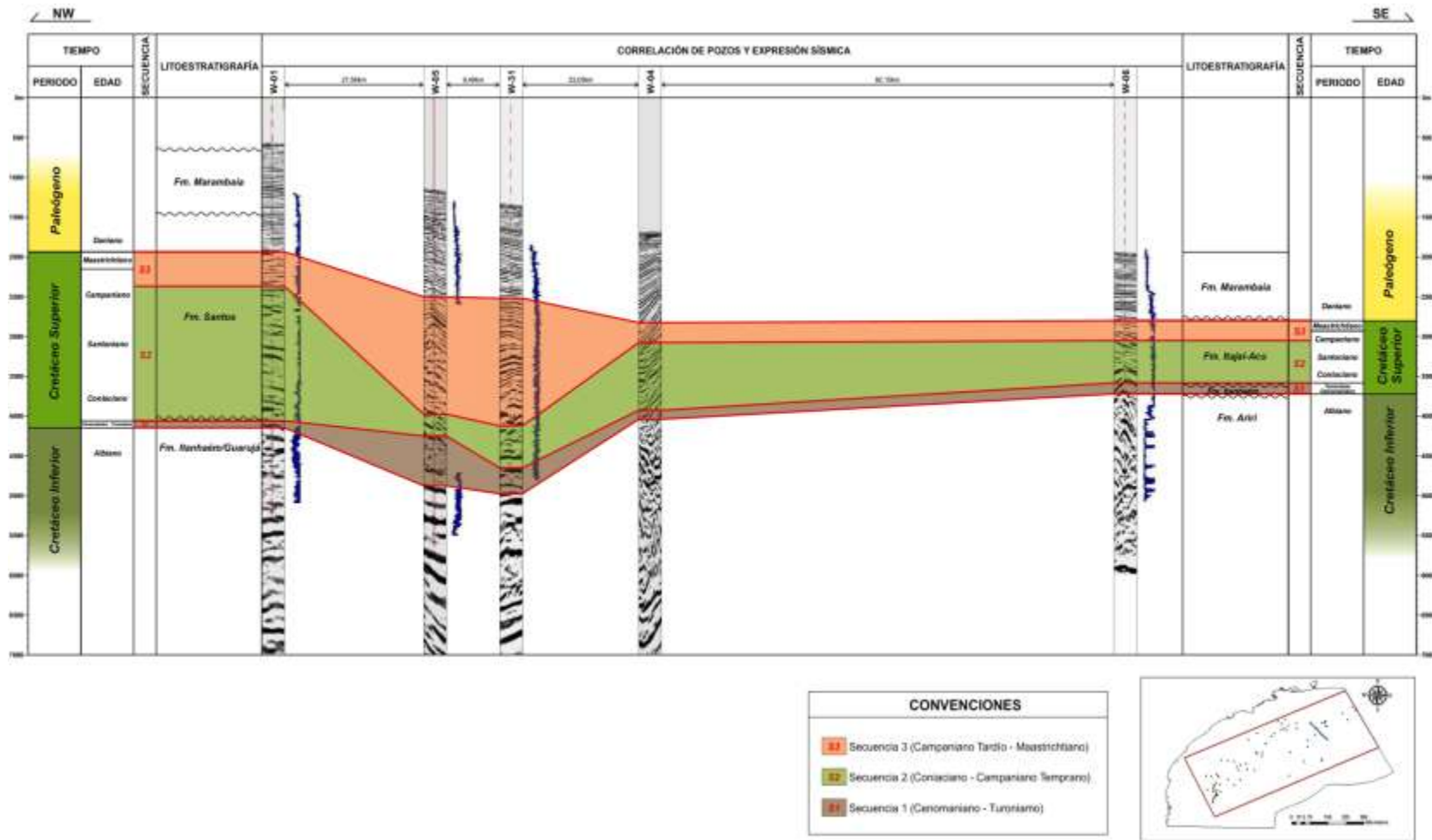


Figura 66. Correlación estratigráfica (E-E') al Norte de la Cuenca de Santos. Nótese (en rosado) el potente espesor de la Secuencia S₃ (~1700m). Para detallar figura y localización ver **Anexo 5**.

Para la secuencia S_3 se interpreta el mismo modelo de llenado de la secuencia S_2 , pues S_3 también se caracteriza por presentar progradaciones de sistemas siliciclásticos continentales y transicionales, así como desplazamiento de la línea de costa hacia el interior de la Cuenca y regresión de los ambientes en condiciones de ascenso del nivel relativo del mar (**Figura 67**). Litoestratigráficamente estos sistemas siliciclásticos continentales (fluvial/aluvial) y transicionales (costero/deltaico) corresponden con la Formaciones Santos y Juéria respectivamente, las cuales se interdigitan hacia el Este con las facies mas arcillosas de la Formación Itajaí-acu.

Tanto en la secuencia S_2 como S_3 , las clinofomas progradacionales se presentan rotadas y conformando patrones sísmicos internos divergentes, lo que permite inferir que los sedimentos que constituyen estas cuñas progradacionales son estratos de crecimiento o sintectónicos, lo anterior como consecuencia de la continua propagación que experimentó el Sistema de Fallas de Cabo Frio (**Figuras 57 y 64**).

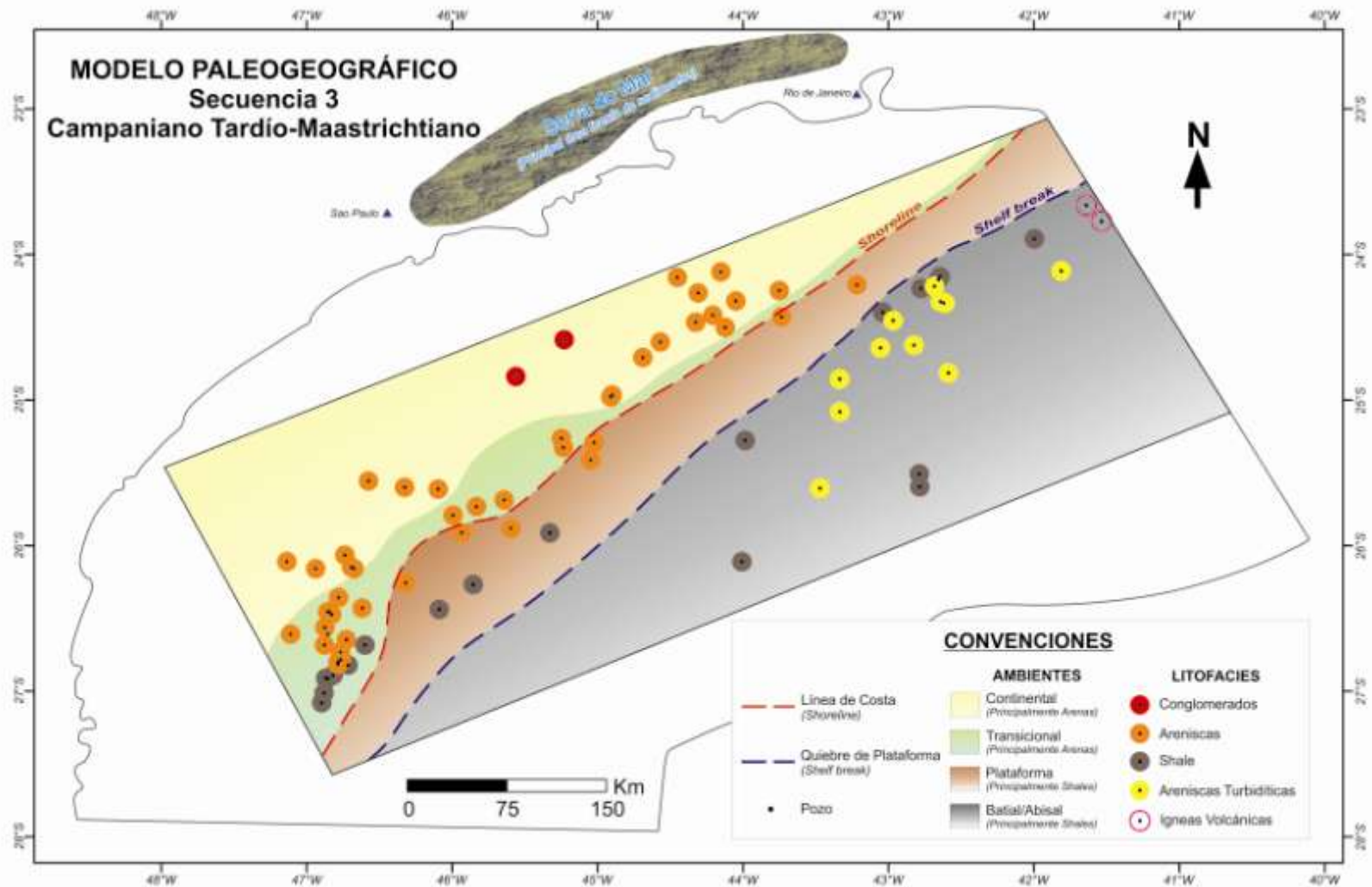


Figura 67. Mapa paleogeográfico de la secuencia S₃ (Campaniano Tardío - Maastrichtiano). Para detallar figura ver **Anexo 9.**

En resumen, la evolución paleogeográfica durante el Cretáceo Superior en la Cuenca de Santos, en principio fue consecuencia directa del ascenso del nivel eustático, lo que causó un aumento en el espacio de acomodación y profundización de los ambientes, sin embargo a partir del Coniaciano las tasas de acomodación fueron excedidas por el aporte de sedimentos, por tanto estos grandes volúmenes de sedimentos fueron a partir del Coniaciano el principal control en el relleno de la Cuenca y su correspondiente expresión paleogeografía.

Durante la secuencia S₁, desde el Cenomaniano y hasta finales del Turoniano, se presenta un patrón de llenado de tipo retrogradacional (**Figura 68**), influenciado por un aumento en el nivel relativo del mar, y que conlleva a la inundación de la somera plataforma Carbonática Albiana, generando migración de ambientes hacia el Oeste (**Figura 53**), como consecuencia se favoreció la deposición siliciclástica de la espesa sucesión de shales ricos en materia orgánica.

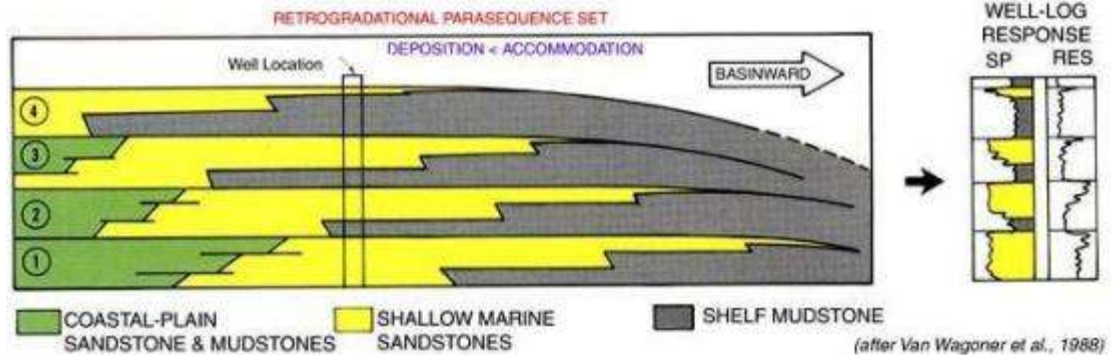


Figura 68. Representación del patrón de apilamiento o *stacking* estratigráfico de tipo Retrogradacional. Tomado de SEPM, 2011.

Posterior a la tendencia de creación de espacio de acomodación y de profundización de ambientes, a principios del Coniaciano y mediados del Campaniano, durante la secuencia S₂ y S₃ respectivamente, en áreas costa adentro cercanas a la Cuenca, eventos tectónicos produjeron episódicos levantamientos de Serra do Mar al Oeste de la Cuenca, tales eventos afectaron

marcadamente la Cuenca, donde a pesar de que el nivel eustático global que se mantenía era alto, el espacio de acomodación se redujo debido a las altas tasas de sedimentación que provocaron la amplia progradación de sistemas siliciclásticos (**Figura 69**) y la migración de ambientes hacia el interior de la Cuenca (**Figuras 63 y 67**).

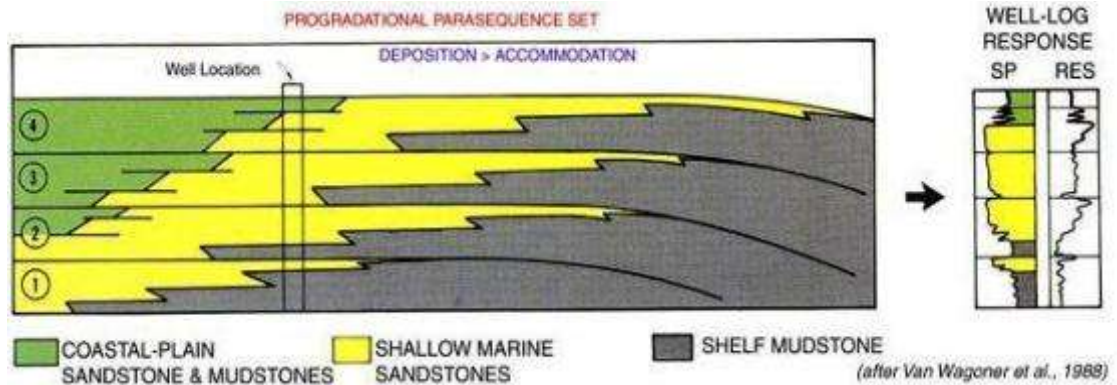


Figura 69. Representación del patrón de apilamiento o *stacking* estratigráfico de tipo progradacional. Tomado de SEPM, 2011.

Secuencia	Litoestratigrafía	Espesor	Expresión en Registros de pozo	Expresión en perfiles sísmicos	Patrón de llenado	Nivel Eustático Global	Tectonismo	Aporte de sedimentos	Paleogeografía	Implicaciones en la geología del petróleo
S₃ (Campaniano Tardío - Maastrichtiano)	Sistemas siliciclásticos continentales (aluviales) y transicionales (costero/deltaico), correspondientes con las Formaciones Santos y Juréia respectivamente, que se interdigitan en las partes más distales con los shales marinos profundos de la Formación Itajai-acu.	Hasta 1700 metros en su principal depocentro al Norte de la Cuenca.	En curvas de rayos gamma se interpreta un patrón granocreciente hacia el tope, asociado a ambientes continentales y transicionales deltaicos.	Clinofomas progradacionales con patrones internos divergentes y terminaciones en <i>downlap</i> sobre S ₂ .	Progradacional	Alto	Nuevo pulso de levantamiento de Serra do Mar al Oeste de la cuenca. Continúa la evacuación de la sal.	Muy altos volúmenes de sedimentos procedentes de Serra do Mar.	Migración hacia el Este de la línea de costa. Regresión de ambientes.	Depósitos turbidíticos en la base de las clinofomas progradacionales y en subcuencas limitadas por fallas de crecimiento y diapiros.
S₂ (Coniaciano - Campaniano Temprano)	Sistemas siliciclásticos continentales (aluviales) y transicionales (costero/deltaico), correspondientes con las Formaciones Santos y Juréia respectivamente, que se interdigitan en las partes más distales con los shales marinos profundos de la Formación Itajai-acu.	Hasta 1400 metros en su principal depocentro al centro de la Cuenca.	En curvas de rayos gamma se interpreta un patrón granocreciente hacia el tope, asociado a ambientes continentales y transicionales deltaicos.	Clinofomas progradacionales con patrones internos divergentes y terminaciones en <i>downlap</i> sobre S ₁ .	Progradacional	Alto	Levantamiento de Serra do Mar al Oeste de la cuenca y continúa la evacuación de la sal.	Muy altos volúmenes de sedimentos procedentes de Serra do Mar.	Migración hacia el Este de la línea de costa. Regresión de ambientes.	Depósitos turbidíticos en la base de las clinofomas progradacionales y en subcuencas limitadas por fallas de crecimiento y diapiros.
S₁ (Cenomaniano - Turoniano)	Arcillolitas shale oscuras ricas en materia orgánica, esporádicamente con pequeñas intercalaciones de cuarzoareniscas de grano muy fino y limolitas arcillosas grises, correspondientes con la parte inferior de la Formación Itajai-acu.	Hasta 2000 metros en su principal depocentro al Sur de la Cuenca.	Aumento hacia el tope en los valores de radioactividad, reflejando así un aumento en la arcillosidad.	Reflexiones paralelas a subparalelas discontinuas con terminaciones en <i>onlap</i> costero y <i>downlap</i> sobre la secuencia Albiana.	Retrogradacional	En ascenso, alcanzando su nivel máximo en el Turoniano.	Subsidencia térmica. Se inicia la evacuación de la secuencia evaporítica Aptiana a zonas más distales de la Cuenca.	Menor que el espacio de acomodación que se estaba generando.	Migración hacia el Oeste de la línea de costa. Profundización de los ambientes.	Deposición de la roca generadora Itajai-acu & depósitos turbidíticos el Miembro Ilhabela

Tabla 7. Cuadro resumen que muestra las características más sobresalientes de cada una de las secuencias reconocidas en este estudio.

9.4. IMPLICACIONES EN EL DESARROLLO DE ALMACENADORES DE HIDROCARBUROS

La Cuenca de Santos representa una de las cuencas sedimentarias más prolíficas de la margen Sureste de Brasil. Los principales reservorios en esta Cuenca están presentes desde la plataforma continental hasta el talud inferior e involucran variedad de litologías y edades, desde calizas oolíticas de edad Albiano, hasta areniscas turbidíticas del Cretáceo Superior al Neógeno. En este estudio en particular mediante la reconstrucción paleogeografía del Cretáceo Superior, se examina comprensivamente los escenarios deposicionales y los elementos que controlaron la formación de los sistemas sedimentarios (principalmente turbidíticos), que hoy en día se constituyen como rocas potencialmente almacenadoras de hidrocarburos.

Conceptualmente se sabe que los depósitos turbidíticos se originan por inestabilidad en el borde de la plataforma, lo que se traduce en flujos de turbidez que son transportados a través del talud (canales submarinos), los cuales se depositan en la base del talud y en el piso de la cuenca, por lo tanto, siempre debe existir un factor causante de tal inestabilidad, en este caso y dada la distribución espacial donde ocurren los depósitos de turbiditas, se puede inferir que su formación está principalmente influenciada por la deformación estructural causada por fallas lítricas de crecimiento y por diapirismo de sal, los cuales generan depocentros (subcuencas) limitados por altas pendientes que favorecen la inestabilidad de la plataforma y posterior deposición de turbiditas.

Por lo anterior, se propone un modelo de sistemas de turbiditas confinadas en subcuencas limitadas por fallas y diapiros salinos conforme a modelos de Weimer & Slatt, (2007). Mediante la **Figura 70** se hace la analogía con la Cuenca de Santos para explicar la génesis y ocurrencia de estos depósitos de turbiditas, en el cual se destacan los siguientes elementos:

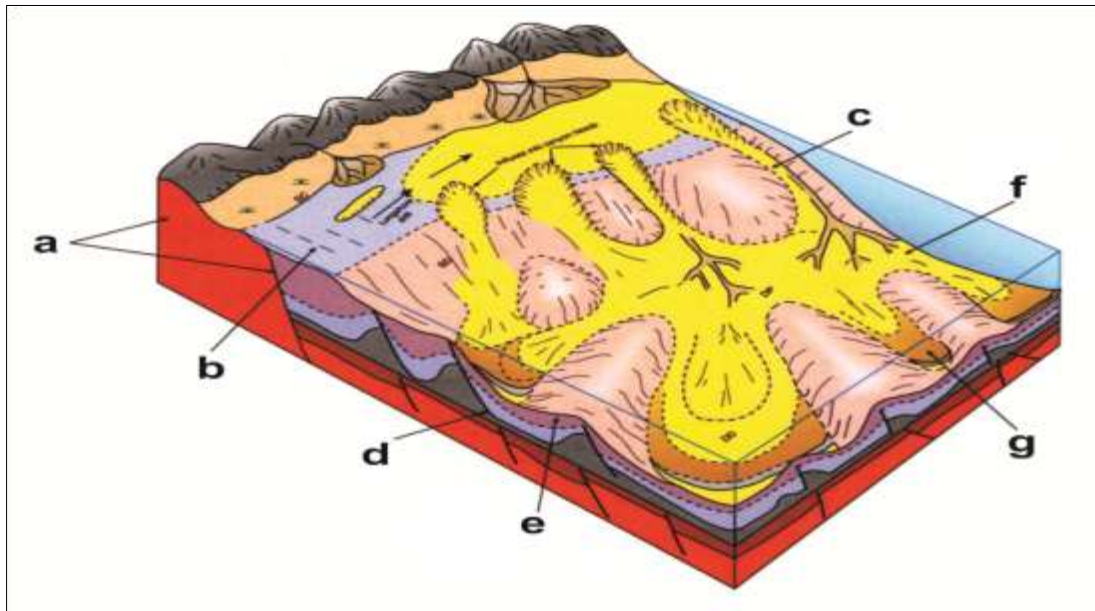


Figura 70. Modelo de sistemas de turbiditas confinadas en subcuencas limitadas por fallas y diapiros salinos. Modificado de Guardado *et al.*, (1989).

- a)** Representa relieves levantados en áreas continentales, que funcionan como áreas fuente de sedimentos, en nuestro caso éste correspondería con Serra do Mar al Oeste de la Cuenca.
- b)** Representa la plataforma continental que transporta sedimentos en forma de progradaciones deltaicas.
- c)** Representa los canales submarinos socavados desde el borde la plataforma y que por un efecto *bypass* erosiona parte de la plataforma y el talud continental.
- d)** Representa las fallas lístricas de crecimiento que generan espacio de acomodación y en su lugar se depositan turbiditas limitadas por sus planos de falla.
- e)** Representa los altos estructurales producidos por el diapirismo salino.
- f y g)** Representan la distribución de las turbiditas entre altos estructurales (diapiros de sal) cuyos flancos funcionan como barreras para las mismas.

Con base en los mapas paleogeográficos y de litofacies previamente generados, se observa que los depósitos de turbiditas interpretados en este estudio, en la mayoría de los casos coinciden con el modelo anteriormente propuesto, pues al momento de cruzar la información de dichos mapas y mapas estructurales al tope de la secuencia evaporítica (**Figura 71**), se observa que las turbiditas coinciden con bajos estructurales limitados por fallas lítricas y/o diapiros de sal, lo que sugiere que el mayor control en la ocurrencia de turbiditas está asociado a la tectónica salina (**Figura 72**).

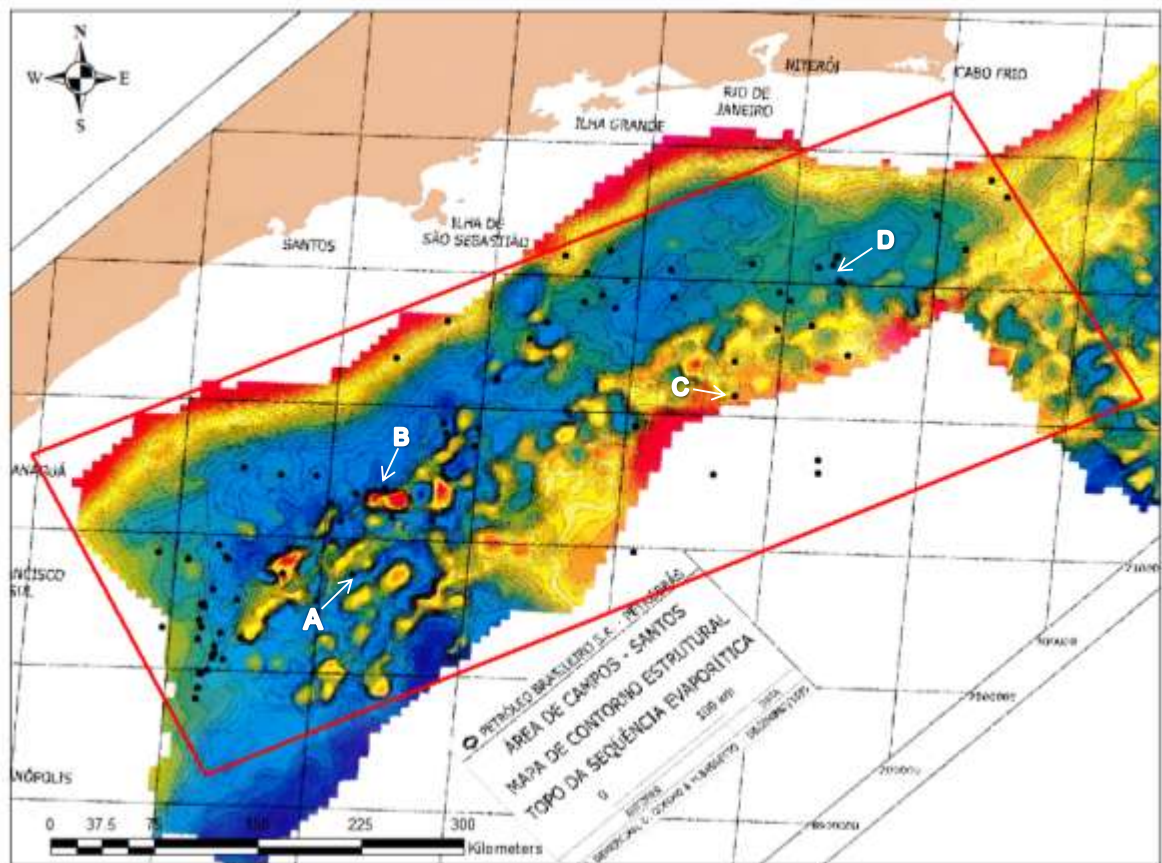


Figura 71. Mapa de contornos estructurales al tope de la secuencia evaporítica. Obsérvese (en tonos azules) los valores más profundos, indicando los depocentros. Tomado de Demercian *et al.*, 1993.

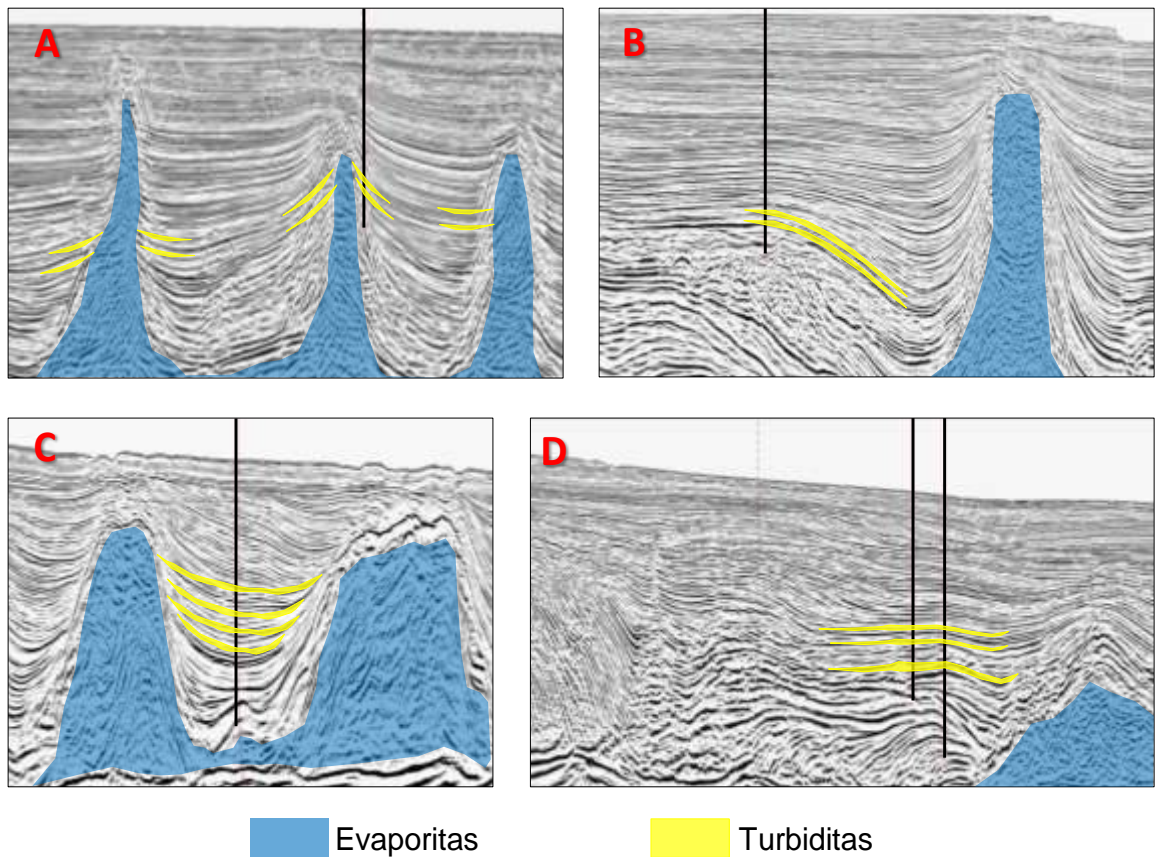


Figura 72. Situación estructural de los depósitos turbidíticos interpretados en perfiles sísmicos amarrados con pozos. Para ver ubicación ir a **Figura 71**.

Por otra parte, según descripciones litológicas realizadas a cortes de perforación de los intervalos interpretados como areniscas turbidíticas, se observa que estas son clasificadas como arcosas y arcosas líticas que son texturalmente y composicionalmente inmaduras, con mala selección y granos angulosos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos ígneos volcánicos. Respecto a su calidad como roca reservorio se tomó en cuenta resultados de estudios realizados por De Ros *et al.*, (2003) en el cual se analizaron petrográficamente muestras de 12 pozos donde se había reportado la ocurrencia de areniscas turbidíticas del Miembro Ilhabela, de allí se pudo extraer que la porosidad y permeabilidad de los reservorios clásticos están fuertemente controlados por procesos diagenéticos

relacionados con compactación mecánica, compactación química, disolución y alteración de fragmentos líticos y precipitación de esmectica, calcita y cuarzo, sin embargo el constituyente diagenético que predomina en las turbiditas de Ihabela lo constituye la abundante precipitación de clorita en forma de *coatings* o revestimientos alrededor de los fragmentos líticos volcánicos, lo cual disminuye la calidad en sus propiedades petrofísicas (De Ros *et al.*, 2003).

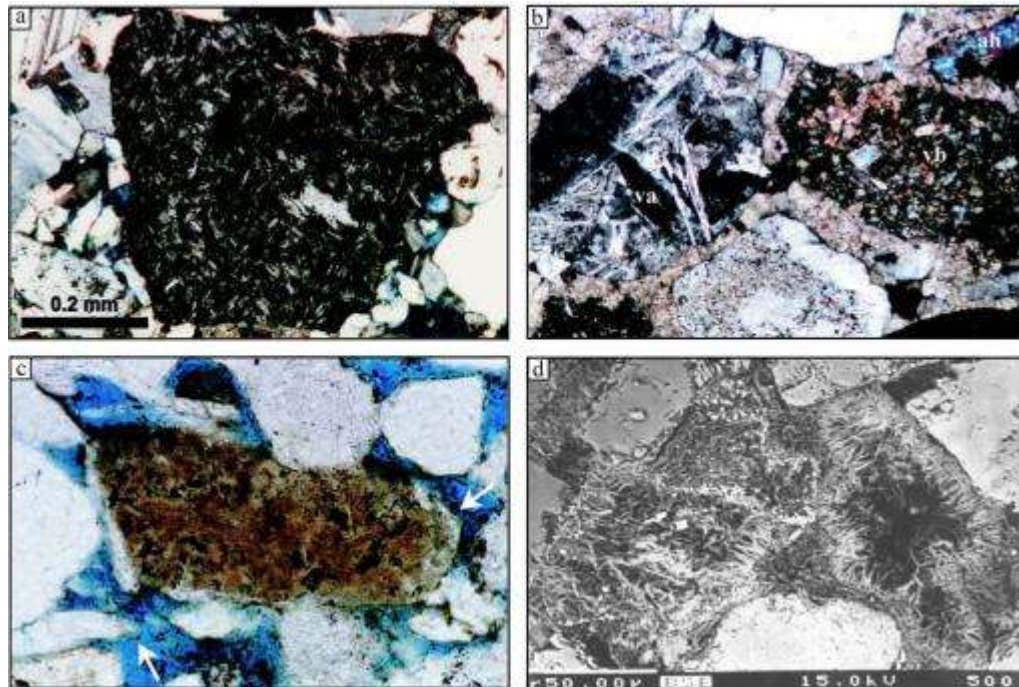


Figura 73. Microfotografías de areniscas turbidíticas del Santoniano - Maastrichtiano. **a)** Fragmento lítico volcánico alterado a óxidos de hierro; **b)** fragmento lítico volcánico con textura granofírica y cemento de anhidrita rellenando poros; **c)** fragmento lítico volcánico intensamente remplazado por clorita y óxidos de hierro; **d)** clorita autigénica en *coatings* ocluyendo el espacio poroso. Tomado de De Ros *et al.*, 2003.

10. CONCLUSIONES

- Tomando como base conceptos teóricos de la estratigrafía de secuencias y de estratigrafía sísmica, además de estudios previos realizados en la Cuenca de Santos, se logró el reconocimiento de conjuntos de estratos genéticamente relacionados, representados por tres secuencias deposicionales de segundo orden: S₁ (Cenomaniano - Turoniano), S₂ (Coniaciano - Campaniano Temprano) y S₃ (Campaniano Tardío - Maastrichtiano), cada una de las cuales limitadas en su base y tope por discordancias o sus conformidades correlativas.
- Mediante la construcción de mapas paleogeográficos para cada una de las secuencias reconocidas, se logró reconstruir la paleogeografía que tuvo lugar en la Cuenca de Santos durante el Cretáceo Superior, los cuales permitieron obtener una visión regional de la distribución de los ambientes y sus litofacias asociadas.
- Se evidenció y al mismo tiempo se interpretó que la evolución paleogeográfica de la Cuenca, estuvo controlada principalmente por variaciones del nivel relativo del mar (eustatismo), tectonismo y aporte de sedimentos.
- La interpretación paleogeográfica de la secuencia S₁ (Cenomaniano - Turoniano), mostró que el principal control estratigráfico durante este tiempo fue el ascenso relativo del nivel del mar, el cual favoreció el desarrollo de un patrón de llenado de tipo retrogradacional, que generó el desplazamiento de la línea de costa hacia el continente y profundización de los ambientes; por su parte la interpretación paleogeográfica de las secuencias S₂ (Coniaciano - Campaniano Temprano) y S₃ (Campaniano

Tardío - Maastrichtiano), mostró que el modelo de llenado responde principalmente a controles tectónicos generados por el levantamiento en dos episodios de Serra do Mar al Oeste de la Cuenca, el cual aportó altos volúmenes de sedimentos, favoreciendo así la rápida progradación de sistemas siliciclásticos continentales y transicionales, y consecuentemente la migración de ambientes hacia el interior de la Cuenca.

- Las litofacies asociadas a la secuencia S_1 , son principalmente arcillolitas shale ricas en materia orgánica, correspondientes a la base la Formación Itajaí-acu, mientras que las litofacies de las secuencia S_2 y S_3 son predominantemente más gruesas en comparación con las de S_1 , pues se caracterizan por presentar granulometrías que van desde arena muy fina a gránulos que conforman las rocas de las Formaciones Santos y Juéria; adicionalmente dentro de las litofacies asociadas se presenta la ocurrencia de areniscas turbidíticas en las partes más distales de la Cuenca (borde de plataforma, talud y piso de cuenca), las cuales se cree están relacionadas con bajos estructurales generados por estructuras halocinéticas.
- En general, la interpretación de la paleogeografía de la Cuenca de Santos, representa un muy buen ejemplo de cómo, dependiendo de las diferentes magnitudes de interacción entre los principales controles estratigráficos (eustatismo, tectonismo y aporte de sedimentos), puede llegar a definirse la distribución espacial de los ambientes deposicionales, tipo de relleno y sus litofacies asociadas.
- En alineación con la estrategia de exploración de las empresas del sector de los hidrocarburos, los resultados de este estudio fijan bases para la definición de oportunidades o *plays* donde explorar, al mismo tiempo que mejoran el estado del conocimiento geológico de la Cuenca, contribuyendo así a responder a la pregunta ¿dónde es menos riesgoso invertir?

11. RECOMENDACIONES

- El uso de la nomenclatura litoestratigráfica empleada por lo menos para la secuencia del Cretáceo Superior debe ser usada cuidadosamente, pues en la carta litoestratigráfica reportada por Pereira & Feijó, (1994) citado en ANP *et al.*, (2003) se define a la Formación Itajaí-acu como una unidad compuesta principalmente por shales marinos, a la cual se le atribuyó una edad del Cenomaniano al Maastrichtiano, que se interdigita lateralmente con las Formaciones Juréia y Santos; la denominada Formación Itajaí-acu además presenta a lo largo de todo el Cretáceo Superior discordancias regionales que le dan un carácter discontinuo temporalmente, por lo tanto se aconseja hacer una revisión de la litoestratigrafía restringiendo las Formaciones Itajaí-acu, Juréia y Santos a intervalos individuales limitados en su base y techo por discordancias.
- A lo largo de todo el Cretáceo Superior se encontró al momento de empalmar los límites de secuencias deposicionales con las unidades litoestratigráficas de la Cuenca, que existe un fuerte diacronismo de las unidades litoestratigráficas, por lo cual se recomienda redefinir los límites de las unidades litoestratigráficas, de manera tal, que sus límites coincidan con superficies que estén genéticamente relacionadas, tales como discordancias o sus conformidades correlativas, todo lo anterior con el fin de que se facilite a futuro la interpretación sismoestratigráfica y mapeamiento a través de los pozos.
- Hacia las partes más distales de la Cuenca, en zonas donde se presenta el mayor grado de deformación generada por diapirismo salino, se hace difícil el mapeamiento en perfiles sísmicos de los horizontes guías o límites de secuencias, esto en parte porque la calidad de la imagen sísmica es pobre

y adicional a esto la baja densidad de pozos, no permiten hacer la identificación controlada de los límites de secuencias, por lo anterior se sugiere la adquisición de datos con mejor calidad sísmica y también la adquisición de mayor información proveniente de pozos.

- Se recomienda revisar en detalle y con ayuda de personal experto en micropaleontología, las cartas bioestratigráficas de algunos pozos, pues se presentó el caso de posibles mal interpretaciones de la paleobatimetría de organismos fósiles encontrados en facies más profundas y retrabajadas provenientes de zonas paleobatimétricas más someras, por lo cual se hace necesario redefinir cuáles de los datos micropaleontológicos son *in situ* o si estos han llegado allí por retrabajamiento de facies más someras.
- Conceptualmente durante eventos de regresión forzada, en los cuales ocurre exposición subaérea en el continente y erosión de sedimentos que luego son transportados hacia la cuenca y posteriormente depositados como abanicos submarinos al pie del talud; por lo tanto se sugiere que para efectos exploratorios es importante refinar y detallar el reconocimiento de superficies de regresión forzada, pues asociadas a estas se pueden presentar depósitos turbidíticos de nivel relativo de mar bajo o *lowstand*; adicionalmente se recomienda mejorar el entendimiento de la geometría de la secuencia evaporítica Aptiana, pues hasta el momento su interpretación ilustra que en aguas someras es delgada hasta desaparecer en algunas zonas, proveyendo rutas de migración de fluidos provenientes de la Formación Guaratiba (roca generadora), mientras que en la parte media y distal de la Cuenca, se presentan estructuras halocinéticas que generan una serie de subcuencas de menor tamaño en las que existe potencial para el desarrollo de trampas combinadas hacia los flancos de los diapiros.

- Se recomienda elaborar reconstrucciones palinspásticas, las cuales muestren la posición geográfica original de depositación de los materiales, esto debido a que por efectos de la tectónica salina, posiblemente las facies mas distales fueron desplazadas en forma de *rafts*.

BIBLIOGRAFÍA

- ACSN (American Commission on Stratigraphic Nomenclature), 2005. North American Stratigraphic Code, AAPG Bulletin, v. 89-11, p. 1547-1591.
- ALMEIDA, F.F., CARNEIRO, C.D. & MIZUSAKI, A.M., 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental Brasileira com o das áreas emersas adjacentes, Revista Brasileira de Geociências, v. 26-3, p. 125-138.
- ALMEIDA, F.F., & CARNEIRO, C.D., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar, Revista Brasileira de Geociências, v. 28-2, p. 135-150.
- ANP, UNESP & LEBAC., 2003. Interpretação e Mapeamento dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos, Tomo 1, 170 p.
- ARTHUR, M.A. & SCHLANGER, S.O., 1979. Cretaceous Oceanic Anoxic Events as causal factors in development of reef reservoired giant oil fields, AAPG Bulletin, v. 63, p. 870-885.
- ASLANIAN, D., MOULIN, M., OLIVET, J., UNTERNEHR, P., MATIAS, L., BACHE, F., RABINEAU, M., NOUZÉ, H., KLINGELHEOFER, F., CONTRUCCI, I., & LABAILS, C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints, Tectonophysics, v. 468, p. 98-112.
- ASSINE, M.L, CORREA, F.C., & CHANG, H.K., 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos, Revista Brasileira de Geociências, v. 38-2, p. 111-127.

- BALLY, A.W., 1987. Atlas of Seismic Stratigraphy, American Association of Petroleum Geologist, Studies in Geology, v. 27-1, 125 p.
- BOGGS, S.J., 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy, Cuarta edición, editorial Prentice Hall, New Jersey, 662 p.
- BOUMA, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation, editorial Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BROWN, L.F. & FISHER, W.L., 1977. Seismic-stratigraphy interpretation of depositional systems: examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. En: Payton C.E., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, v. 26, p. 213-248.
- CÁPRIO, L., DANTAS, T., SILVA, C., SOARES, P. & VALENTINO, F., 2009. Sequência drift da Bacia de Santos, Trabajo final de la tecnología en petróleo y gas, Centro Universitário Monte Serrat, Santos, Brasil, 28 p.
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., GILES, K.A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G., MACURDA, B., MARTINSEN, O.J., MIALL, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STEEL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E. & WINKER, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy, Earth-Science Reviews, Elsevier, v. 92, p. 1-33.
- CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, Editorial Elsevier, Amsterdam, 375 p.

- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEREDO, A.M. & BENDER, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview, *Tectonophysics Journal*, v. 213, p. 97-138.
- CHANG, H.K., ASSINE, M.L., CORRÊA F.S., TINEN, J.L., VIDAL, A.C., & KOIKE, L., 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38-2, p. 29-46.
- COBBOLD, P.R., SZATMARI, L.S., DEMERCIAN, D., COELHO, & ROSSELLO, E.A., 1995. Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin, Brazil. *En*: Jackson, M.P., Roberts, D.G. & Snelson, S., Salt tectonics: a global perspective, *AAPG Memoir*, v. 65, p. 305-321.
- COBBOLD, P.R., MEISLING, K., & MOUNT, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 1925-1944.
- CONTRERAS, J., ZÜHLKE, R., BOWMAN, S., & BECHSTÄDT, T., 2010. Seismic Stratigraphy and Subsidence Analysis of the Southern Brazilian Margin (Campos, Santos and Pelotas basins), *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1952-1980.
- CRUZ, L.R., 2008. Caracterização tectono-estratigráfica da seqüência transicional na Sub-bacia de Sergipe, Tesis de doctorado, Universidad Federal do Rio Grande do Norte, Estado de Rio Grande do Norte, Brasil, 169 p.
- DEMERCIAN, L.S., SZATMARI, P. & COBBOLD, P.R., 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basin, offshore Brazil, *Tectonophysics*, v. 228, p. 393-433.

- DE ROS, L.F., MIZUSAKI, A.M., SILVA, C.M. & ANJOS, S.M., 2003. Volcanic Rock Fragments Of Paraná Basin Provenance In The Upper Cretaceous Sandstones Of Santos Basin, Eastern Brazilian Margin, II Congresso Brasileiro De P&D Em Petróleo & Gás, 6 p.
- DICKSON, W.G., SCHIEFELBEIN, C., ZUMBERGE, J. & ODEGARD, M.E., 2005. Basin Analysis in Brazilian and West African Conjugates: Combining Disciplines to Deconstruct Petroleum Systems, 25th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, December, Houston, 11 p.
- EMBRY, A.F., 2009. Practical Sequence Stratigraphy, Canadian Society of Petroleum Geologists, 79 p.
- EMERY, D. & MYERS, K., 1996. Seismic Stratigraphy. En: Sequence Stratigraphy, Editorial Blackwell Science Ltd., p. 45-60.
- ENCISO, G. & TISI, A.L. 1998. Santos Basin - Merluza Field Turbidite Model Revisited, AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, p. 604-605.
- FETTER, M., DE ROS, L.F., & BRUHN, C.H., 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil, Marine and Petroleum Geology, v. 26-6, p. 824-853.
- FILHO, A.T., DE CASERO, P., MIZUSAKE, A.M., & LEÃO, J.G., 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos Basin (Rio de Janeiro state), Brazil, Journal of South American Earth Sciences, v. 18, p. 383-389.

- FLEMING, F.P., MAIA, R.M.C., REIS, A.T., ALVES, E.C., & GORINI, C., 2008. Sistemas Sedimentares Marinhos da Porção Norte da Bacia de Santos, III Congresso Brasileiro de Oceanografia, Fortaleza Brasil, 4 p.
- FONTANELLI, P.D., DE ROS, L.F., & REMUS, M.V., 2009. Provenance of deep-water reservoir sandstones from the Jubarte oil field, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin, *Marine and Petroleum Geology*, v. 26-7, p. 1274-1298.
- GALLAGHER, K., HAWKERSWORTH, C.J. & MANTOVANI, M.S., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin, *Journal of South American Earth Science*, v. 8, p. 65-77.
- GIBBONS, M.J., WILLIAMS, A.K., PIGGOTT, N., & WILLIAMS G.M., 1983. Petroleum geochemistry of the southern Santos Basin, offshore Brazil, *Journal of the Geological Society of London*, v. 140-3, p. 423-430.
- GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A. & LUCCHESI, C.F., 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic-type basin. En: Edwards, J.D. & Santogrossi, P.A., *Divergent/Passive Margin Basins*, Tulsa, AAPG Memoir, v. 48, p. 3-79.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science Journal*, v. 235, p. 1156-1167.
- HAQ, B.U., VAIL, P.R. & HANDENBOL, J., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. En: Wilgus, C.K., *Sea level changes, an integrated approach*, SEPM Special Publication, v. 42, p. 71-108.

- HUNT, D. & TUCKER, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall, *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9.
- IZELI, M.G.B., MORALES, N., & SOUZA, I.A., 2008. Controle estrutural do embasamento emerso na porção central da Bacia de Santos, utilizando sensoriamento remoto e interpretação sísmica, Rio Oil & Gas Expo and Conference, 8 p.
- JACKSON, M.P., CRAMEZ, C., & FONCK, J.M., 2000. Role of Subaerial Volcanic Rocks and Mantle Plumes In Creation of South Atlantic Margins: Implications for Salt Tectonics and Source Rocks, *Marine And Petroleum Geology*, v. 17, p. 477-498.
- JANUÁRIO, T.M., SEVERIANO, H.J., & BARBOSA, J.A., 2010. Investigação do potencial exploratório das mini-bacias desenvolvidas em águas profundas na Bacia de Santos, Rio Oil & Gas Expo and Conference, 10 p.
- KARNER, G.D. & DRISCOLL, N.W., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins; insights from quantitative basin modelling, *Geological Society Special Publication*, v. 153, p. 11-40.
- KATZ, B.J., & MELLO, M.R., 2000. Petroleum systems of South Atlantic Marginal basins—an overview, in Mello M.R. & Katz B.J., *Petroleum systems of South Atlantic margins AAPG Memoir*, v. 73, p. 1-13.
- KLARNER, S., UJETZ, B. & FONTANA, R., 2008. Enhanced depositional and AVO models for lithologically complex sandstones in the Santos Basin, offshore Brazil, *Petroleum Geoscience*, v. 14-3, p. 235-243.

- LENTINI, M.R., FRASER, S.I., SUMNER, H.S., & DAVIES, R.J., 2010. Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential, *Petroleum Geoscience*, v. 16, p. 217-229.
- MAIA, R.M., DOS REIS, A.T., DA COSTA E.A., GUIZAN S.C., VARELA G.J., GORINI, C., SILVA, A., & ARANTES O.R., 2010. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, Northern Santos Basin-Brazil, *Brazilian journal of oceanography*, v. 58, p. 15-29.
- MALANDRINO, G., 2007. Estratigrafía Sísmica y Secuencial, Memorias de curso, Octubre, Bogotá, Colombia, 338 p.
- MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R., & MOUNT, V.S., 2001. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil, *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 1903-1924.
- MELLO, M.R., KOUTSOUKOS, E.A. M., MOHRIAK, W.U. & BACOCOLI, G., 1994. Selected petroleum systems in Brazil. En: Magoon, L.B. & Dow, W.G., *The Petroleum System-From Source to Trap*, AAPG Memoir, v. 60, p. 499-512.
- MELLO, M.R., TELNAES, N & MAXWELL, J.R., 1995. The hydrocarbon source potential in the Brazilian marginal basins: a geochemical and paleoenvironmental assessment. En: Huc, A., *Paleogeography, paleoclimate, and source rocks*, AAPG Studies in Geology, v. 40, p. 233-272.
- MIO, E., CHANG, H.K., & CORREA, F.S., 2005. Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 23-3, p. 275-284.

- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & THOMPSON, S., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: Payton, C.E., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, v. 26, p. 53-62.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & SANGREE, J.B., 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En: Payton, C.E., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, v. 26, p. 117-133.
- MODICA, C.J. & BRUSH, E.R., 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deepwater Santos Basin, offshore southeast Brazil, AAPG Bulletin, v. 88, p. 923-945.
- MOHRIAK, W.U., MACEDO, J.M., CASTELLANI, R.T., RANGEL, H.D., BARROS, A.Z.N., LATGÉ, M.A.L., RICCI, J.A., MIZUSAKI, A.M.P., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L.S., RIZZO, J.G. & AIRES, J.R., 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. En: Jackson, M.P.A. Roberts, D.G. & Snelson, S., Salt tectonics: a global perspective, AAPG Memoir, v. 65, p. 273–304.
- MOHRIAK, W.U., ROSENDAHL, B.R., TURNER, J.T. & VALENTE, S.C., 2002. Crustal architecture of the South Atlantic volcanic margins. En: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. & Baker, J., Volcanic Rifted Margins, Geological Society of America Special, v. 362, p. 159–202.
- MOHRIAK, W. U., NÓBREGA, M., ODEGARD, M. E., GOMES, B. S., & DICKSON, W. G., 2010. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande

Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts, *Petroleum Geoscience*, v. 16, p. 231-245.

NACSN (*North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*), 2005. NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE, *AAPG Bulletin*, v. 89-11, p. 1547-1591.

OREIRO, S.G., CUPERTINO J.A., SZATMARI, P., & FILHO, A.T., 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio high and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25-1, p. 116-131.

PALLOZZI, L.L. & DIRK, H.E., 2004. Reconstrução Paleogeográfica 3D das Bacias de Santos e Campos: do Albiano ao Maastrichtiano, 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, Salvador, 6 p.

PAYTON, C.E., 1977. Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, *AAPG Memoir*, v. 26, 516 p.

PEREIRA, M.J., BARBOSA, C.M., AGRA, J., GOMES, J.B., ARANHA, L.G., SAITO, M., RAMOS, M.A., CARVALHO, M.D., STAMATO, M., & BAGNI, O., 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica, *Memorias del XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia*, v. 1, p. 65-79.

PEREIRA, M.J. & MACEDO, J.M., 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova provincial petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 4, p. 3-11.

- PEREIRA, M.J. & FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia de Santos, Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil, Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8, p. 219-234.
- PETERS, K.E. & CASSA, M.R., 1994. Applied source-rock geochemistry. En: Magoon, L.B. & Dow, W.G., The Petroleum System-From Source Rock to Trap, AAPG Memoir, v. 60, p. 93-120.
- PETROBRAS, 2007. Bacia de Santos, Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15-2, p. 531-549.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition part I-conceptual framework. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C., Sea Level Changes-An Integrated Approach, SEPM Special Publication, v. 42, p. 110-124.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition part II-sequence and systems tract models, En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C., Sea Level Changes-An Integrated Approach, SEPM Special Publication, v. 42, p. 125-154.
- POSAMENTIER, H.W., ERSKINE, R.D. & MITCHUM R.M., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework, En: Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems, Editorial Springer Verlag, p. 127-136.

- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P., & TESSON, M., 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance, AAPG Bulletin, v. 76, p. 1687–1709.
- QUIRK, D.G., NIELSEN, M., RAVEN, M. & MENEZES, P., 2008. Salt tectonics in Santos Basin-Brazil, Rio Oil & Gas Expo and Conference, 7 p.
- RABINOWITZ, P.D. & LA BRECQUE, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins, Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002.
- RIDER, M.H., 2002. The Geological Interpretation of Well Logs, Segunda edición, Rider-French Consulting Ltd., Southerland, Scotland, 280 p.
- SCHLUMBERGER, 2011. Regional Santos Basin Project, Reporte interno de consultoría, Rio de Janeiro, Brasil, 51 p.
- SCHOBENHAUS, C., & BRITO, B.N., 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana Geology of Brazil in the Context of the South American Platform. En: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H., Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, p. 5-54.
- SERRA, O., 1985. Sedimentary environments from wireline logs. En: Serra, O., 1986, Fundamentals of well-log interpretation-The interpretation of logging data, Elsevier, Developments in Petroleum Science, v. 15B, 684 p.
- SERRA, O. & ABBOTT, H.T., 1980. The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphic, SPE 9270, 55th Annual Fall Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas, 19 p.

- SERRA, O, 1985. Sedimentary environment from wireline logs, Houston, 211 p.
- SHANMUGAM, G., 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, Handbook of Petroleum Exploration and Production, Elsevier, v. 5, 476 p.
- SHANMUGAM, G., 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, Handbook of Petroleum Exploration and Production, Elsevier, v. 5, 476 p.
- SLATT, R., 2006. Stratigraphic Reservoir Characterization for Petroleum Geologists, Geophysicists, and Engineers, Handbook of Petroleum Exploration and Production, Elsevier, v. 6, 492 p.
- SOUZA, I.A., EBERT, H.D., CASTRO, J.C. & SILVA G., 2007. A influência das falhas de transferência na porção norte da bacia de Santos na formação de armadilhas capazes de conter hidrocarbonetos, 4º PDPETRO, Campinas, São Paulo, 10 p.
- TEW, B.H. & MANCINI, E.A., 1995. An integrated stratigraphic method for paleogeographic reconstruction; examples from the Jackson and Vicksburg groups of the eastern Gulf Coastal Plain, PALAIOS Journal, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 10-2, p. 133-153.
- TIPSWORD, H.L., SETZER, F.M. & SMITH, F.L., 1966. Interpretation of Depositional Environment in Gulf Coast Petroleum Exploration from Paleoecology and Related Stratigraphy, Gulf Coast Association of Geological Societies - Transactions, v. 16, p. 119-130.

- VAIL, P.R., MITCHUM R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON I.S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Payton, C.E., Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, v. 26, p. 49-212.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies, AAPG Methods in Exploration Series, v. 7, 55 p.
- VERA, J.A., 1994. Estratigrafía, Principios y métodos, Editorial Rueda, Madrid España, 816 p.
- VILLAMIL, T., 1996. Estratigrafía de la turbiditas del Cretácico Inferior de la región Villeta-Tobia-Utica: Implicaciones en el desarrollo tectónico-estratigráfico de la Cuenca de la Cordillera Oriental de Colombia, Guía de campo, 82 p.
- VINCENELLI, M.G. & BARBOSA, M., 2008. Seismic Attributes Characterization for Albian Reservoirs in Shallow Santos Basin, Rio Oil & Gas Expo and Conference, Rio de Janeiro, Brasil, 6 p.
- VIVIERS M.C. & AZEVEDO R.L., 1988. The southeastern area of the Brazilian continental margin: its evolution during the Middle and Late Cretaceous, as indicated by paleoecological data, Revista Brasileira de Geociências, v. 18, p. 291-298.
- WALKER, R.G., 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps, AAPG Bulletin, v. 62, p. 932-966.

WEIMER, P., & SLATT, R.M., 2007. Petroleum geology of deepwater settings, AAPG Studies in Geology, v. 57, CD-Rom.

WILSON, B.W., & NANZ, R.H., 1959. Sand Conditions as Indicated by the Self-Potential Log, Shell EPR Memorandum, v. 51, 56 p.

SEPM Sequence Stratigraphy Web, <http://www.sepmstrata.org>, consultada en Diciembre de 2011.

CHRONOS PORTAL, Mesozoic Foraminiferal Database (recurso en línea), <http://www.portal.chronos.org>, consultada en Octubre de 2011.

ELLIS & MESSINA CATALOGUE, Descriptions for genus and species of Foraminifera (recurso en línea), <http://www.micropress.org>, consultada en Octubre de 2011.

GOOGLE MAPS, (recurso en línea), <http://maps.google.com>, consultada en Diciembre de 2011.